N° d'ordre 50 /2021

THESE DE DOCTORAT

Présentée par

Mr : ABDELMOUNIM BOUADILA

Spécialité : Eau et Environnement

Sujet de la thèse : Modélisation hydrologique par l'implémentation du SWAT, ATHYS, HBV, modèle-A, et GR4J, Impact du changement climatique sur les hauts débits : cas de trois rivières méditerranéennes semi-aride au Maroc, Grèce et Chili.

Thèse présentée et soutenue le vendredi 09 juillet 2021 à 10h au Centre des conférences devant le jury composé de :

Nom Prénom	Titre	Etablissement	
Naoual RAIS	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Fès	Président
Mohamed El Mehdi SAIDI	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech	Rapporteur
Souad HAIDA	PES	Faculté des Sciences de Kenitra	Rapporteur
Hassan TABYAOUI	PES	Ecole Nationale des Sciences Appliquées de Fès	Rapporteur
Jamal Eddine STITOU EL MESSARI	PES	Faculté des Sciences de Tétouan	Examinateur
Ourania TZORAKI	PH	Université Lesvos Grèce	Examinatrice
Lahcen BENAABIDATE	PES	Faculté des Sciences et Techniques de Fès	Directeur de thèse

Youssef BROUZIYNE	Université Med VI Ben Guérir	Invité

Laboratoire d'accueil : Ecologie Fonctionnelle et Génie de l'Environnement.

Etablissement : Faculté des Sciences et Techniques de Fès.

Titre de la thèse : Modélisation hydrologique par l'implémentation du SWAT, ATHYS, HBV, modèle-A, et GR4J, Impact du changement climatique sur les hauts débits : cas de trois rivières méditerranéennes semi-aride au Maroc, Grèce et Chili

Nom du candidat : Abdelmounim BOUADILA

Spécialité : Eau et Environnement

Résumé de la thèse

Le climat méditerranéen typique est marqué à certaines périodes de l'année par des pluies torrentielles soudaines avec des débits d'eau élevés, par conséquent, des fortes inondations et des fluctuations hydro-climatiques sont observées en raison d'un climat semi-aride, pour cette raison il est facile de comprendre le besoin de modélisation hydrologique pour la gestion des ressources en eau dans ce contexte. La modélisation pluie-débit est définie par deux dimensions principales qui sont successivement : l'échelle de temps et l'échelle d'espace. Dans cette étude, nous nous intéressons aux pas de temps horaires et journaliers en testant quatre modèles conceptuels sur le climat méditerranéen semi-aride et pour évaluer la robustesse et la sensibilité de ces modèles et aussi pour évaluer l'impact du changement climatique sur les hauts débits des sites sélectionnés.

Une modélisation hydrologique continue et événementielle a été élaborée sur le bassin versant marocain (Haut Sebou) à travers l'implémentation du modèle couplé SCS-LR de la plateforme discrétisée ATHYS et à travers un test de 'split sample'. Quatre fonctions objectives (NSE, PBIAS, RMSE, et R^2) ont été calculées pendant la calibration et la validation pour évaluer la performance du modèle. Ce travail se concentre également sur l'étude de l'influence de la spatialisation sur la qualité des simulations en appliquant trois modèles hydrologiques de typologie différente (ATHYS : Distribué, SWAT : Semi-distribué, et GR4J : Global) et en utilisant l'approche de modélisation continue. Les résultats trouvés pour l'approche événementielle sont pertinents et ceci est confirmé par les valeurs significatives des critères de performance soit pendant la calibration (NSE : 0.71 ; PBIAS : 5.39 ; RMSE : 0.54 ; R^2 : 0.74) soit pendant la validation (NSE : 0.65 ; PBIAS : 4.04 ; RMSE : 0.57 ; R^2 : 0.66). Pour l'approche continue, les résultats trouvés sont satisfaisants et peuvent aider les décideurs à comprendre le comportement hydrologique de ce bassin méditerranéen semi-aride. Les résultats obtenus après la calibration des trois modèles montrent l'importance de prendre en compte les processus physiques lors des simulations puisqu'une amélioration des performances d'environ 20% pour ATHYS et d'environ 5% pour SWAT a été constatée par rapport au modèle global GR4J qui considère le bassin comme une entité homogène. La validation du modèle confirme ces résultats avec une augmentation de la performance de SWAT d'environ 14% par rapport à GR4J.

L'étude de l'influence du changement climatique sur l'évolution des hauts débits dans les zones sous influence d'un climat méditerranéen semi-aride est un besoin essentiel. Ce travail vise également à fournir de nouveaux éléments d'analyse aux décideurs dans la gestion et la prévision des inondations dans trois bassins versants méditerranéens (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén), afin de mieux comprendre leur comportement hydrologique et de quantifier le débit et sa vulnérabilité au changement climatique. Un modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A) a été utilisé pour simuler les débits avec un pas de temps journalier. Les résultats du modèle (débits simulés) ont été utilisés pour examiner l'évolution des hauts débits en utilisant deux approches différentes (régressions linéaires et tests statistiques). Les bassins versants chiliens et grecs montrent une diminution des inondations. Cependant, le bassin versant marocain réagit différemment, puisqu'une tendance positive des hauts débits est observée. Les résultats globaux confirment l'influence du changement climatique sur la relation pluie/débit.

Mots clés : Climat méditerranéen semi-aride; Haut Sebou, Evrotas, Lonquén; Modélisation hydrologique; Changement climatique; ATHYS, SWAT, HBV modèle-A, et GR4J; Spatialisation; Indicateurs des hauts débits ; Test de Mann-Kendall ; Analyse des tendances.

RÉSUMÉ

Le climat méditerranéen typique est marqué à certaines périodes de l'année par des pluies torrentielles soudaines avec des débits d'eau élevés, par conséquent, des fortes inondations et des fluctuations hydro-climatiques sont observées en raison d'un climat semi-aride, pour cette raison il est facile de comprendre le besoin de modélisation hydrologique pour la gestion des ressources en eau dans ce contexte. La modélisation pluie-débit est définie par deux dimensions principales qui sont successivement : l'échelle de temps et l'échelle d'espace. Dans cette étude, nous nous intéressons aux pas de temps horaires et journaliers en testant quatre modèles conceptuels sur le climat méditerranéen semi-aride et pour évaluer la robustesse et la sensibilité de ces modèles et aussi pour évaluer l'impact du changement climatique sur les hauts débits des sites sélectionnés.

Une modélisation hydrologique continue et événementielle a été élaborée sur le bassin versant marocain (Haut Sebou) à travers l'implémentation du modèle couplé SCS-LR de la plateforme discrétisée ATHYS et à travers un test de 'split sample'. Quatre fonctions objectives (NSE, PBIAS, RMSE, et R^2) ont été calculées pendant la calibration et la validation pour évaluer la performance du modèle. Ce travail se concentre également sur l'étude de l'influence de la spatialisation sur la qualité des simulations en appliquant trois modèles hydrologiques de typologie différente (ATHYS : Distribué, SWAT : Semi-distribué, et GR4J : Global) et en utilisant l'approche de modélisation continue. Les résultats trouvés pour l'approche événementielle sont pertinents et ceci est confirmé par les valeurs significatives des critères de performance soit pendant la calibration (NSE : 0.71 ; PBIAS : 5.39 ; RMSE : 0.54 ; R^2 : 0.74) soit pendant la validation (NSE : 0.65 ; PBIAS : 4.04 ; RMSE : 0.57 ; R^2 : 0.66). Pour l'approche continue, les résultats trouvés sont satisfaisants et peuvent aider les décideurs à comprendre le comportement hydrologique de ce bassin méditerranéen semi-aride. Les résultats obtenus après la calibration des trois modèles montrent l'importance de prendre en compte les processus physiques lors des simulations puisqu'une amélioration des performances d'environ 20% pour ATHYS et d'environ 5% pour SWAT a été constatée par rapport au modèle global GR4J qui considère le bassin comme une entité homogène. La validation du modèle confirme ces résultats avec une augmentation de la performance de SWAT d'environ 14% par rapport à GR4J.

L'étude de l'influence du changement climatique sur l'évolution des hauts débits dans les zones sous influence d'un climat méditerranéen semi-aride est un besoin essentiel. Ce travail vise également à fournir de nouveaux éléments d'analyse aux décideurs dans la gestion et la prévision des inondations dans trois bassins versants méditerranéens (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén), afin de mieux comprendre leur comportement hydrologique et de quantifier le débit et sa vulnérabilité au changement climatique. Un modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A) a été utilisé pour simuler les débits avec un pas de temps journalier. Les résultats du modèle (débits simulés) ont été utilisés pour examiner l'évolution des hauts débits en utilisant deux approches différentes (régressions linéaires et tests statistiques). Les bassins versants chiliens et grecs montrent une diminution des inondations. Cependant, le bassin versant marocain réagit différemment, puisqu'une tendance positive des hauts débits est observée. Les résultats globaux confirment l'influence du changement climatique sur la relation pluie/débit.

Mots Clés: Climat méditerranéen semi-aride; Haut Sebou, Evrotas, Lonquén; Modélisation hydrologique; Changement climatique; ATHYS, SWAT, HBV modèle-A, et GR4J; Spatialisation; Indicateurs des hauts débits ; Test de Mann-Kendall ; Analyse des tendances.

RÉSUMÉ

Le climat méditerranéen typique est marqué à certaines périodes de l'année par des pluies torrentielles soudaines avec des débits d'eau élevés, par conséquent, des fortes inondations et des fluctuations hydro-climatiques sont observées en raison d'un climat semi-aride, pour cette raison il est facile de comprendre le besoin de modélisation hydrologique pour la gestion des ressources en eau dans ce contexte. La modélisation pluie-débit est définie par deux dimensions principales qui sont successivement : l'échelle de temps et l'échelle d'espace. Dans cette étude, nous nous intéressons aux pas de temps horaires et journaliers en testant quatre modèles conceptuels sur le climat méditerranéen semi-aride et pour évaluer la robustesse et la sensibilité de ces modèles et aussi pour évaluer l'impact du changement climatique sur les hauts débits des sites sélectionnés.

Une modélisation hydrologique continue et événementielle a été élaborée sur le bassin versant marocain (Haut Sebou) à travers l'implémentation du modèle couplé SCS-LR de la plateforme discrétisée ATHYS et à travers un test de 'split sample'. Quatre fonctions objectives (NSE, PBIAS, RMSE, et R^2) ont été calculées pendant la calibration et la validation pour évaluer la performance du modèle. Ce travail se concentre également sur l'étude de l'influence de la spatialisation sur la qualité des simulations en appliquant trois modèles hydrologiques de typologie différente (ATHYS : Distribué, SWAT : Semi-distribué, et GR4J : Global) et en utilisant l'approche de modélisation continue. Les résultats trouvés pour l'approche événementielle sont pertinents et ceci est confirmé par les valeurs significatives des critères de performance soit pendant la calibration (NSE : 0.71 ; PBIAS : 5.39 ; RMSE : 0.54 ; R^2 : 0.74) soit pendant la validation (NSE : 0.65 ; PBIAS : 4.04 ; RMSE : 0.57 ; R^2 : 0.66). Pour l'approche continue, les résultats trouvés sont satisfaisants et peuvent aider les décideurs à comprendre le comportement hydrologique de ce bassin méditerranéen semi-aride. Les résultats obtenus après la calibration des trois modèles montrent l'importance de prendre en compte les processus physiques lors des simulations puisqu'une amélioration des performances d'environ 20% pour ATHYS et d'environ 5% pour SWAT a été constatée par rapport au modèle global GR4J qui considère le bassin comme une entité homogène. La validation du modèle confirme ces résultats avec une augmentation de la performance de SWAT d'environ 14% par rapport à GR4J.

L'étude de l'influence du changement climatique sur l'évolution des hauts débits dans les zones sous influence d'un climat méditerranéen semi-aride est un besoin essentiel. Ce travail vise également à fournir de nouveaux éléments d'analyse aux décideurs dans la gestion et la prévision des inondations dans trois bassins versants méditerranéens (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén), afin de mieux comprendre leur comportement hydrologique et de quantifier le débit et sa vulnérabilité au changement climatique. Un modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A) a été utilisé pour simuler les débits avec un pas de temps journalier. Les résultats du modèle (débits simulés) ont été utilisés pour examiner l'évolution des hauts débits en utilisant deux approches différentes (régressions linéaires et tests statistiques). Les bassins versants chiliens et grecs montrent une diminution des inondations. Cependant, le bassin versant marocain réagit différemment, puisqu'une tendance positive des hauts débits est observée. Les résultats globaux confirment l'influence du changement climatique sur la relation pluie/débit.

Mots Clés: Climat méditerranéen semi-aride; Haut Sebou, Evrotas, Lonquén; Modélisation hydrologique; Changement climatique; ATHYS, SWAT, HBV modèle-A, et GR4J; Spatialisation; Indicateurs des hauts débits ; Test de Mann-Kendall ; Analyse des tendances.

ABSTRACT

The typical Mediterranean climate is marked at certain times of the year by sudden torrential rains with high water flows, consequently, strong floods and hydro-climatic fluctuations are observed due to a semi-arid climate, for this reason it is easy to understand the need for hydrological modeling for water resources management in this context. Rainfall-flow modeling is defined by two main dimensions which are successively: the time scale and the space scale. In this study, we focus on hourly and daily time steps by testing four conceptual models on the semi-arid Mediterranean climate and to assess the robustness and sensitivity of these models and also to evaluate the impact of climate change on high flows at the selected sites.

A continuous and event-based hydrological modeling was elaborated for the Moroccan watershed (High Sebou) through the implementation of the coupled SCS-LR model of the ATHYS discretized platform and through a split sample test. Four objective functions (NSE, PBIAS, RMSE, and R^2) were computed during calibration and validation to evaluate the performance of the model. This work also focuses on the study of the influence of spatialization on the quality of the simulations by applying three hydrological models of different typology (ATHYS: Distributed, SWAT: Semi-distributed, and GR4J: Global) and using the continuous modeling approach. The results found for the event-driven approach are relevant and this is confirmed by the significant values of the performance criteria either during calibration (NSE: 0.71; PBIAS: 5.39; RMSE: 0.54; R^2: 0.74) or during validation (NSE: 0.65; PBIAS: 4.04; RMSE: 0.57; R^2: 0.66). For the continuous approach, the results found are satisfactory and can help decision makers to understand the hydrological behavior of this semi-arid Mediterranean watershed. The results obtained after the calibration of the three models show the importance of taking into account the physical processes during the simulations since an improvement of the performances of approximately 20% for ATHYS and approximately 5% for SWAT was noted compared to the global model GR4J which considers the basin as a homogeneous entity. The validation of the model confirms these results with an increase in the performance of SWAT of about 14% compared to GR4J.

The study of the influence of climate change on the evolution of high flows in areas under the influence of a semi-arid Mediterranean climate is an essential need. This work also aims to provide new elements of analysis to decision makers in the management and forecasting of floods in three Mediterranean catchments (High Sebou, Evrotas, and Lonquén), in order to better understand their hydrological behavior and quantify the flow and its vulnerability to climate change. A semi-distributed conceptual model (HBV model-A) was used to simulate the flows with a daily time step. The model results (simulated flows) were used to examine the evolution of high flows using two different approaches (linear regressions and statistical tests). The Chilean and Greek catchments show a decrease in flooding. However, the Moroccan watershed reacts differently, since a positive trend in high flows is observed. The overall results confirm the influence of climate change on the rainfall/flow relationship.

Keywords: Mediterranean Semi-arid climate; High Sebou, Evrotas, Lonquén; Hydrological modeling; Climate change; ATHYS, SWAT, HBV model-A, and GR4J; Spatialization; High flow indicators; Mann-Kendall test; Trend analysis.

REMERCIEMENT

Gloire soit rendu au Dieu tout-puissant pour tous ses bienfaits dont il m'a comblé et de m'avoir donné la capacité et la force de commencer et de terminer ce travail. Ce travail n'aurait pas atteint ses objectifs sans le soutien et l'intervention précieuse de nombreuses personnes. Voilà pourquoi, nous profitons de ce moment idéal pour exprimer ma profonde gratitude et ma sincère reconnaissance tout spécialement à :

Mon directeur de thèse, ***Mr. Lahcen Benaabidate****, pour la qualité de leur encadrement tant sur le plan scientifique qu'humain, leur encouragement, leur enthousiasme et leur grande disponibilité au cours de ces années malgré vos nombreuses occupations. Soyez assuré de ma profonde estime.*

Je tiens à remercier tout particulièrement ***Mme. Ourania Tzoraki****, professeur à l'Université d'Égée (Mytilène, Grèce), qui m'a accueilli dans son équipe de recherche pendant la période de mobilité ERASMUS +, ainsi que pour son suivi et son contrôle après la fin de cette mobilité.*

Merci également au ***Pr. Abderrahim Lahrach*** *pour sa gentillesse et son soutien tout au long de cette recherche doctorale. Merci aux autres membres du laboratoire d'écologie fonctionnelle et Génie de l'Environnement, et à tous les doctorants. Ainsi qu'à l'ensemble du centre d'études doctorales (CED).*

Je tiens aussi à présenter mes remerciements les plus distinguées aux membres de jury, pour leurs retours et leurs commentaires.

Je tiens également à exprimer ma gratitude au ***Pr. Mourad Aqnouy****, pour son soutien technique, merci beaucoup et que Dieu vous bénisse. Je suis également redevable à mes chers collègues,* ***Ismail Bouizrou, Khalid En-nager****, qui m'ont accompagné tout au long de mes recherches doctorales.*

Enfin, je ne peux terminer sans exprimer mes plus profonds remerciements à mes parents, mes sœurs, mes frères, et toute ma famille...

Je remercie le soutien de toutes les personnes dont l'aide a rendu cette thèse possible.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ **1**
ABSTRACT **2**
REMERCIEMENT **3**
TABLE DES MATIÈRES **4**
LISTE DES FIGURES **9**
LISTE DES TABLEAUX **11**
LISTE DES ANNEXES **13**
ABBREVIATIONS **14**
INTRODUCTION GENERALE **15**
Chapitre 1 : La physiographie, la réponse hydrologique et le climat de trois bassins versants étudiés **18**
1. Introduction **18**
2. La présentation des trois bassins versants (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén) **18**
3. Les caractéristiques des bassins versants étudiés **22**
3.1. Aspect topographique **22**
3.2. L'étude hypsométrique **23**
3.3. La pente **26**
3.3.1. La pente moyenne du bassin 26
3.3.2. L'indice de pente globale 26
3.3.3. Dénivelée spécifique DS 27
3.4. La forme **30**
3.4.1. L'indice de compacité 30
3.4.2. Indice de forme de Horton (1932) 30
3.4.3. Coefficient d'allongement 31
3.5. Le relief **31**
3.5.1. Rectangle équivalent 31
4. Aspect géologique global **32**
5. Occupation des sols **35**
6. Nature des sols **38**
7. Descriptions des paramètres hydrographique **41**
7.1. Les cours d'eau **41**
7.2. Descriptions des paramètres hydrographique **45**

7.3. Densité de drainage et la densité hydrographique 46
7.4. Rapport de confluence ou de bifurcation 47
7.5. Temps de concentration 48
7.6. Vitesse de ruissellement : 50
8. Aspect hydrogéologique 51
9. Conclusion 53
Chapitre 2 : Sélection des modèles pluie-débit et critères statistiques de performances 55
1. Introduction 55
2. Types des modèles pluie-débits 55
1.1. Classification selon la nature des variables 56
1.2. Classification selon le degré d'abstraction 56
1.3. Classification selon la discrétisation spatiale 57
2. Différentes approches de modélisation 58
1.1 Approche événementielle 58
1.2 Approche continue 58
3. Procédures de modélisation 58
3.1. Sélection du modéle 58
3.2. Analyse de sensibilité 59
3.3. Calibration 59
3.4. Validation 60
3.5. Evaluation de performance 61
4. Critères du choix des modèles pluie-débits utilisés 62
5. La plateforme ATHYS 64
3.1. Description d'ATHYS 64
3.2. Choix du modèle de production et de transfert 66
3.2.1. La fonction de production "SCS-CN" 66
3.2.2. La fonction de transfert "Lag and route" 68
4. Les modèles semi-distribués SWAT et HBV modèle-A 69
4.1. Description du modèle SWAT 69
4.1.1. La fonction de production (SCS-CN) 71
4.1.2. La fonction de transfert (Onde cinématique) 72
4.2. Description du modèle "HBV modèle-A" 73
5. Le modèle global GR4J 76

5.1. Aperçu historique 76
5.2. Objectives de développement 76
5.3. Principales caractéristiques 77
5.4. Description du modèle GR4J 77
5.5. Description mathématique du modèle GR4J 79
6. Les critères statistiques d'évaluation de performance 81
6.1. Le critère Nash-Sutcliffe (NSE) 82
6.2. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) 83
6.3. Le pourcentage de biais (PBIAS) 83
6.4. Le coefficient de détermination (R^2) : 83
7. Conclusion 83
Chapitre 3 : Traitement et analyse statistique des données hydro-climatique 85
1. Introduction 85
2. Présentation des données Hydro-climatiques 85
2.1. Disponibilité et critiques des données : Homogénéisation et comblements des lacunes 85
2.1.1. Comblement des lacunes des séries pluviométriques 88
2.1.2. Qualité des données 89
A. Méthode des simples cumuls 89
B. Méthode des doubles cumuls 90
3. Variabilité spatio-temporelle des précipitations 91
3.1. La variabilité mensuelle des apports pluviométriques 91
3.2. La répartition saisonnière 94
3.3. La variabilité annuelle des apports pluviométriques 99
4. Etude des tendances de précipitations 101
4.1. Description du test de Mann-Kendall et de l'estimateur de Sen's Slope 101
4.2. Les tendances des précipitations moyennes annuelles 103
5. Conclusion 106
Chapitre 4 : Implémentation du modèle couplé SCS-LR dans le bassin versant méditerranéen semi-aride "Haut Sebou" en utilisant les approches de modélisation continue et événementielle 107
1. Introduction 107
2. Critères de choix du modèle hydrologique ATHYS pour une modélisation événementielle 108

3. Application du modèle couplé SCS-LR dans le bassin versant du Haut Sebou 109
4. Calibration du modèle en mode événementiel 113
5. Validation du modèle en mode événementiel 116
6. Evaluation statistique des résultats 119
7. Calibration du modèle en mode continu 120
8. Validation du modèle en mode continu 123
9. Evaluation des résultats par les critères statistiques de performance 125
9.1. Evaluation des résultats de calibration 125
9.2. Evaluation des résultats de validation 126
10. Conclusion 126
Chapitre 5 : Implémentation de trois modèles hydrologiques (SWAT, ATHYS, GR4J) pour tester l'influence de la spatialisation sur la qualité des simulations 128
1. Introduction 128
2. Préparation des données hydrométéorologiques 129
2.1. Préparation des données de la plateforme ATHYS 129
2.2. Préparation des données de la plateforme SWAT 130
2.3. Préparation des données de la plateforme GR4J 131
3. Préparation des données cartographiques 132
3.1. Modèle numérique d'élévation 132
3.2. Données sur l'utilisation des sols 133
3.3. Données sur les sols 135
4. Calage des trois modèles hydrologique et présentation des paramètres optimaux obtenus 137
5. Evaluation des résultats de la calibration par des critères statistiques de performance 143
6. Validation des trois modèles 144
7. Conclusion 148
Chapitre 6 : Etude de l'influence du changement climatique sur les hauts débits de trois bassins Méditerranéens semi-arides 149
1. Introduction 149
2. Préparation des données d'entrées (P, T, ETP, et Kc) 151
3. Présentation des paramètres et analyse de sensibilité 153
4. Stratégie de calage du modèle HBV et discussion des résultats 153
5. Evaluation statistique des résultats de la modélisation 159

6. Les indicateurs de débits élevés 160

6.1. Description générale des indicateurs des débits élevés : 160

6.2. Calcul des indicateurs de débits élevés 161

7. L'application du test de Mann_Kendall sur les indicateurs de hauts débits pour détecter leurs tendances dans les trois bassins Méditerranéens 164

8. Conclusion 165

CONCLUSION GENERALE 167

PERSPECTIVES 170

BIBLIOGRAPHIE 171

ANNEXES 184

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte de localisation géographique des bassins versants 21
Figure 2 : Courbes hypsométriques des bassins versants étudiés 23
Figure 3: Cartes hypsométriques des trois bassins versants [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)] 24
Figure 4: Carte des pentes des bassins versants 29
Figure 5 : Cartes géologiques des trois bassins versants étudiés (Source : Nejjari 2002; Sernageomin 2003; Cazemier et al. 2011) 33
Figure 6 : Carte d'occupation des sols des bassins versants 37
Figure 7 : Carte de nature des sols 40
Figure 8: Classification de réseau hydrographique selon Shumm Strahler (1952) 44
Figure 9: Classification des modèles hydrologiques 56
Figure 10: Interface principale d'ATHYS et de ses 4 modules (source : IRD) 65
Figure 11: Principe de la fonction de production SCS-CN (source : IRD) 67
Figure 12: Représentation schématique des processus hydrologiques dans SWAT (Neitsch et al., 2002) 71
Figure 13: Schématisation du principe général de la méthode Muskingum utilisée pour simuler les écoulements d'une section de cours d'eau dans le SWAT (Chow et al., 1988) 73
Figure 14: Structure schématique d'un sous-bassin dans le modèle HBV, avec des routines pour la neige (en haut), le sol (au milieu), la réponse (en bas) et la transformation (à droite) 74
Figure 15: Schéma de structure de la nouvelle version du modèle GR4J 78
Figure 16: Localisation des stations pluviométriques de trois bassins 87
Figure 17: Simple cumul de la station d'Azzaba et de la station de Pont Mdez (1970-2014) 90
Figure 18: Double cumul pour les stations d'Azzaba et Ain Timedrine (1970-2014) et pour les stations d'Ait Khabach et Pont Mdez (1971-2014) 91
Figure 19 : Précipitations mensuelles moyennes de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)] 93
Figure 20: Précipitations moyennes saisonnières de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)] 95
Figure 21: Interpolation spatiale des précipitations moyennes hivernales de trois bassins 98
Figure 22: Variabilité des précipitations moyennes annuelles par rapport à la moyenne, Station d'Azzaba (1970-2014) 99
Figure 23: Variabilité des Précipitations moyennes annuelles à la station d'Evrotas (Grèce) 100
Figure 24: Variabilité des Précipitations moyennes annuelles à la station de San Agustin (Chili) 100
Figure 25: Résultat du test de tendance de Mann-Kendall pour les précipitations moyennes annuelles 105

Figure 26: Création de mailles carrées régulières par superposition d'une grille sur le bassin versant étudié pour calculer les contributions de chaque maille "fonction de production SCS-CN" (Bouadila et al.2019)..... 110
Figure 27: Schéma explicatif du principe général d'application de la fonction de transfert "Lag and Route" sur le bassin étudié (Bouadila et al. 2019)..... 111
Figure 28: Hydrogrammes de crues simulées et observées pour les 7 événements les plus importants à la station d'Azzaba (pas de temps = 60min) 115
Figure 29: Illustration de la simulation de sept événements de crue utilisées pour la validation du modèle à la station d'Ain-Timedrine (pas de temps = 60min)..... 118
Figure 30: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations à la station d'Azzaba 122
Figure 31: Hydrogrammes simulés et observés au cours des quatre années "2008-20011" et la variation des précipitations à la station d'Azzaba..... 124
Figure 32: Carte de modèle numérique d'élévation du bassin versant du Haut Sebou (à gauche) et carte de répartition des sous-bassins (à droite) 133
Figure 33: Carte d'occupation des sols de la zone d'étude sous format «Raster»..... 134
Figure 34: Carte de type des sols de bassin versant du Haut Sebou sous format «Raster» 136
Figure 35: Hydrogrammes observé et simulés par les trois modèles hydrologiques et variation des précipitations dans les sept stations météorologiques incluses dans le bassin du Haut Sebou au cours des sept années (2000-2006)..... 139
Figure 36: Illustration des sorties des plateformes ATHYS, SWAT et GR4J pendant la période utilisée pour la validation "2007-2011" ainsi que la variation des précipitations de sept stations pluviométriques dans le bassin versant du Haut Sebou 146
Figure 37: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations Evrotas et Vivari [(bassin versant grec (Evrotas)..... 155
Figure 38: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations de San-Agustin et Coelemu [le bassin versant chilien (Lonquén)] 156
Figure 39: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations d'Azzaba et de Pont M'dez [bassin versant marocain (Haut Sebou)] 157
Figure 40: Tendances des débits annuels maximums pour les trois stations de jaugeage dans le contexte méditerranéen : [indicateurs de haut débit pour le bassin versant d'Evrotas (à gauche) ; indicateurs de haut débit pour le bassin versant de Lonquen (au milieu) ; indicateurs de haut débit pour le bassin versant du Haut Sebou (à droite)]..... 163

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Calcule de pente moyenne dans les bassins versants 26
Tableau 2: Calcule de L'indice de pente globale dans les bassins versants 27
Tableau 3: Calcule de la dénivelée spécifique dans les bassins versants 27
Tableau 4: Classification de l'O.R.S.T.O.M du relief 27
Tableau 5: Calcul de l'indice de compacité et de Horton dans les bassins versant 30
Tableau 6: Calcule de rectangle équivalent dans les trois bassins versant 32
Tableau 7: Le rapport de confluence à chaque ordre du cours d'eau dans le bassin versant 48
Tableau 8: Temps de concentration calculé par différentes formules en heure 50
Tableau 9 : Vitesse de ruissellement dans les trois bassinsversants 50
Tableau 10: Les paramètres de GR4J et leurs Fourchettes (Perrin et al., 2003) 79
Tableau 11: Intervalles des critères mathématiques de performance et leurs significations sur les simulations 82
Tableau 12: Périodes pour lesquelles les enregistrements des précipitations, de la température et de débits journaliers sont disponibles dans les stations météorologiques et de jaugeages des trois bassins versants, et les valeurs de l'évapotranspiration potentielle "ETP" calculés pour toutes les périodes considérées 86
Tableau 13: Les stations sélectionnées pour le comblement des lacunes sur la base du coefficient de détermination 89
Tableau 14 : Précipitations moyennes mensuelles de trois bassins étudiés 92
Tableau 15: Distribution des précipitations moyennes saisonnières de Haut Sebou, Evrotas et Lonquén 96
Tableau 16: Caractéristiques statistiques des stations des trois bassins étudiés 101
Tableau 17: Les valeurs des variables Z et β obtenues pour les séries de précipitations moyennes annuelles des trois bassins 104
Tableau 18: Valeurs des paramètres optimaux obtenus après le calage de sept événements à la station d'Azzaba 113
Tableau 19: Les valeurs moyennes des paramètres utilisés pour valider le modèle à la station d'Ain_Timedrine 117
Tableau 20: Valeurs des critères de performance calculés après le calage de sept événements à la station Azzaba 119
Tableau 21: Les valeurs de critères de performance calculés pour les sept événements utilisés pour valider le modèle à la station d'Ain_Timedrine 120
Tableau 22: Valeurs des paramètres optimaux obtenus après le calage d'une période de cinq ans dans la station Azzaba 121
Tableau 23: Les valeurs moyennes de paramètres utilisés pour valider le modèle avec une période de quatre ans à la station Azzaba 123
Tableau 24: Valeurs des critères de performance calculés après le calage du modèle dans la station Azzaba 125

Tableau 25: Les valeurs des critères de performance calculés après la validation du modèle pour une période de quatre ans à la station Azzaba..... 126
Tableau 26: La superficie et le code SWAT de chaque utilisation de terre dans le bassin versant du Haut Sebou 135
Tableau 27: La superficie et le code SWAT de chaque Type de sol dans le bassin versant du Haut Sebou..... 137
Tableau 28: Paramètres optimaux retenus pour le calage du modèle (ATHYS) et analyse de sensibilité..... 140
Tableau 29: La description des paramètres SWAT sélectionnés pour l'analyse de sensibilité et les paramètres optimaux obtenus lors de la simulation des débits du bassin versant du Haut Sebou..... 141
Tableau 30: Valeurs optimaux et intervalle de confiance des paramètres du modèle GR4J ainsi qu'une analyse de sensibilité..... 143
Tableau 31: Critères mathématiques pour l'évaluation des résultats des trois plateformes utilisées (ATHYS, SWAT, et GR4J) 144
Tableau 32: Critères mathématiques calculés pour l'évaluation des résultats de validation 147
Tableau 33: Séries chronologiques des précipitations, de la température, de l'évapotranspiration, du coefficient cultural "Kc" et du débit utilisées dans la présente étude..... 152
Tableau 34: Paramètres du modèle HBV, leur description et leurs unités..... 153
Tableau 35: Valeurs optimales des paramètres du calage du modèle pour les trois bassins versants étudiés, avec leurs fourchettes de calibrage 154
Tableau 36: Valeurs optimales des fonctions objectives les plus importantes et leurs significations dans les simulations pour les trois bassins versants étudiés 160
Tableau 37: Tendance des indicateurs de haut débit trouvés à l'aide du test de Mann-Kendall (Tendance négative : ; Tendance positive :)..... 164

LISTE DES ANNEXES

Annexes 1: Simple cumul des stations comblées 184
Annexes 2: Double cumul des stations comblées 185
Annexes 3: Variabilité annuelle des précipitations aux stations d'Ain Timedrine, Pont Mdez, Dar El Hamra, El Mers, Ait Khabach, Aguelmam Sidi Ali, Vivari, et Coelemu 186
Annexes 4: Interpolation spatiale des précipitations moyennes printanières de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)] 191
Annexes 5: Interpolation spatiale des précipitations moyennes estivales de trois bassins 192
Annexes 6: Interpolation spatiale des précipitations moyennes automnales de trois bassins 193

ABBREVIATIONS

A	***Superficie***
CEPRI	***Centre Européen de Prévention du Risque d'Inondation***
Ds	***Coefficient de la vidange (j−1)***
Éq	***Équation***
FAO	***Food and Agriculture Organization***
Hab	***Habitant***
HBV	***Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning***
HEC-HMS	***Hydrologic Engineering Center- Hydrologic Modeling System***
HRU	***Hydrological Response Units***
Ia	***Perte initiale (mm)***
i(t)	***Intensité de pluie (mm/min)***
IDW	***Inverse Distance Weighting***
IRD	***Institut de recherche pour le développement***
K_0	***Paramètre de dépréciation***
LR	***Lag & Route***
MERCEDES	***Maillage Elémentaire Régulier Carré pour l'Etude des Ecoulements Superfciels***
MNE	***Modèle numérique d'élévation***
MNT	***Modèle numérique de Terrain***
NASA	***National Aeronautics and Space Administration***
NRCS	***Natural ressource conservation service***
NSE	***Nash Sutcliffe efficiency***
ORSTOM	***Office de la recherche scientifique et technique outre-mer***
PBIAS	***Percent Bias***
Qcal	***Débits simulés***
Qobs	***Débits observés***
R^2	***Coefficient de correlation***
RMSE	***Root Mean Square Error***
S (t)	***Capacité de rétention en eau du sol (l'infiltration cumulée) (mm)***
SCS	***Soil conservation service***
SNGM	***Service national de géologie et mines***
SWAT	***Soil and Water Assessment Tool***
T	***Temps***
Tc	***Temps de concentration***
Tm	***Temps de propagation***
VISHYR	***Visualisation des données Hydrologiques***
VICAIR	***Visualisation des Cartes et Images Raster***
USDA	***United State Department of Agriculture***

INTRODUCTION GENERALE

Les processus responsables de la genèse des inondations dans les régions méditerranéennes semi-arides diffèrent de ceux opérant dans d'autres régions. À certaines périodes de l'année, les précipitations méditerranéennes peuvent atteindre des intensités très élevées qui dépassent la capacité d'infiltration initiale du sol (Camarasa-Belmonte 2016), déclenchant parfois des inondations exceptionnelles dans ces contextes. L'occurrence des inondations dans la région méditerranéenne est étroitement liée au forçage climatique régional qui influence l'intensité des précipitations et certaines propriétés des bassins versants (Thornes et al. 2009; Glaser et al. 2010).

Les bassins fluviaux et les rivières éphémères sont très fréquents dans le contexte méditerranéen. Les crues soudaines constituent un risque très destructeur et sont causées par des précipitations intenses entraînant de courtes périodes d'inondation (événements pluvieux sévères), généralement de quelques heures, qui peuvent causer des dommages socio-économiques importants. Plus précisément, les vagues des crues soudaines se déplacent à très grande vitesse et peuvent atteindre des hauteurs de quelques centimètres à quelques mètres (Archer 1992). Ces caractéristiques des ondes de crue peuvent détruire des structures et déraciner des arbres, causant ainsi de graves dommages.

L'évolution générale du climat mondial montre un changement remarquable, surtout au 21ème siècle, et ces changements sont accentués selon la saison et l'environnement géographique (Larrivée et al. 2010). Les zones étudiées ne font pas exception à cette évolution, ce qui est cohérent avec l'étude de Boulet (2010), qui mentionne que ces zones sont le théâtre de changements majeurs tels que le changement climatique, la rareté de l'eau, etc. La variabilité interannuelle des précipitations et les changements dans la distribution des précipitations dus au changement climatique dans les contextes méditerranéens pourraient affecter l'environnement naturel en augmentant la fréquence d'occurrence de certains phénomènes, notamment les inondations (López-Moreno et al. 2006; Villa and Bélanger 2012). Dans ce contexte, il est important de comprendre facilement la nécessité de développer des outils de gestion et de décision. Parmi ces outils, les modèles hydrologiques qui ont vu le jour au cours des vingt dernières années, notamment en ce qui concerne la relation pluie/débit et l’étude des changements climatiques.

L'impact significatif du changement climatique sur les ressources hydriques affecte différentes parties du monde et en particulier le contexte méditerranéen, ce qui guide la communauté scientifique à développer des outils efficaces pour évaluer les effets de ces changements sur les cycles hydrologiques (Grafton et al. 2015). Les ressources naturelles, la santé, la sécurité publique et la sécurité alimentaire, etc. sont très vulnérables au changement climatique qui provoque parfois des régimes climatiques imprévisibles et des événements météorologiques extrêmes (Senatore et al. 2011; De Girolamo et al. 2015; Oueslati et al. 2015; Pascual et al. 2017; Bouadila et al. 2020).

Les débits élevés des rivières sont généralement influencés par les changements induits par l'homme dans les conditions des plaines d'inondation (Pinter et al. 2010), et par les changements dans les modèles de température et de précipitation causés principalement par le changement climatique (Exp, McCarthy et al. 2001; Milly et al. 2002; Adger et al. 2003; Thodsen et al. 2008; Wenger et al. 2011; Stocker et al. 2013; Field et al. 2014; Molina-Navarro et al. 2018). Par conséquent, la meilleure estimation des débits futurs est une contribution importante à une bonne connaissance de l'évolution du changement climatique dans différentes parties du monde.

Le changement climatique, la croissance démographique, le développement touristique, la croissance industrielle sont des défis qui menacent les ressources en eau dans les régions méditerranéennes (De Girolamo et al. 2017). Tous ces facteurs montrent l'importance de la gestion et de la planification stratégique des ressources en eau par les acteurs politiques locaux, et il est impératif de se concentrer sur les études scientifiques sur le thème du changement climatique et de la gestion des ressources en eau.

A l'échelle du bassin versant, la gestion des ressources en eau, la prévention des sécheresses et des inondations, la compréhension du comportement du système et la proposition de solutions adéquates doivent être basées sur l'application de différentes approches de modélisation hydrologique (Yapo et al. 1998). La disponibilité des données est la principale contrainte à l'application des modèles hydrologiques, surtout dans les pays en développement où l'accès aux données n'est pas toujours facile.

Les trois bassins méditerranéens semi-arides étudiés, situés dans trois pays (Maroc, Grèce, Chili) sur trois continents différents (Afrique, Europe et Amérique du Sud), ont été choisis comme exemples typiques de bassins versants méditerranéens semi-arides pour l’exécution et l'application de modèles hydrologiques pour une meilleure gestion des ressources en eau et la connaissance de l'impact du changement climatique sur ces sites. Lors de mon séjour au

Département des Sciences Marines, École de l'Environnement, Université d'Aegean, (Semestre de printemps de l'année académique 2015-16 dans le cadre de la mobilité internationale Erasmus+), j'ai eu l'occasion de réaliser une partie de ma thèse de doctorat en travaillant sur deux bassins qui sont situés successivement en Grèce (Evrotas) et au Chili (Lonquén) en mettant en œuvre le modèle conceptuel HBV modèle-A. J'ai également participé aux travaux de terrain dans le bassin versant grec et j'ai maîtrisé plusieurs techniques d'utilisation d'instruments hydrologiques.

Au cours des trois dernières décennies, la modélisation hydrologique a connu un long processus d'amélioration grâce au développement de modèles avancés qui intègrent la complexité du système dans les simulations hydrologiques. Dans la présente recherche, deux approches de modélisation hydrologique ont été appliqué à travers de l'implémentation de quatre modèles hydrologiques de caractéristiques différentes a fin d'atteindre les objectifs spécifiques suivants :

1) La modélisation événementielle et la modélisation continue ont été appliquées dans le bassin versant marocain en utilisant la plateforme ATHYS afin de prédire les caractéristiques des événements pluvieux et leur effet sur les différentes composantes de cette zone vulnérable aux inondations et aussi pour l'évaluation de la robustesse et de la sensibilité de ce modèle au climat méditerranéen semi-aride.
2) Des modèles hydrologiques avec des caractéristiques différentes (ATHYS : spatialisé ; SWAT : semi-distribué et GR4J : global) ont été utilisés pour évaluer l'influence de la spatialisation sur la qualité des résultats et pour identifier les sources probables d'incertitude dans les simulations.
3) Le modèle semi-distribué HBV a également été implémenté dans les trois bassins Méditerranéens semi-arides (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén) pour évaluer les impacts potentiels du changement climatique sur les hauts débits et pour comparer les différences et les similitudes entre les sites en appliquant l'approche de la modélisation continue. Les résultats de cette recherche peuvent aider les décideurs politiques, les scientifiques de l'environnement et les autres parties prenantes à identifier les sites les plus affectés par le changement climatique pour la gestion stratégique et la planification des ressources en eau méditerranéennes.

Chapitre 1 : La physiographie, la réponse hydrologique et le climat de trois bassins versants étudiés

1. Introduction

Ce chapitre est consacré à la définition et à la caractérisation des différentes composantes climatiques, géographiques, physiographiques, hydrologiques et géologiques des trois bassins versants : Haut Sebou, Evrotas et Lonquén. Toutes ces caractéristiques sont bien définies, structurées et organisées en se basant sur des recherches bibliographiques (études scientifiques et rapport antérieur dans ces régions), et des visites de terrain effectuées pendant la période de recherche, ainsi que de la pratique des outils SIG. Ceci permettra de décrire la diversité du fonctionnement hydrologique de ces trois bassins versants sous climat méditerranéen semi-aride, en fonction des échelles de temps et de l'espace considérées. En plus, ce chapitre vise l'établissement d'une base de données utile pour la modélisation hydrologique.

2. La présentation des trois bassins versants (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén)

Nous avons choisis trois des larges bassins versants de la Méditerranée pour simuler les débits des rivières et étudier les tendances des précipitations et des débits, afin de comparer les résultats de fonctionnement hydrologiques dans ces bassins à travers les simulations hydrologiques en se basant sur des modèles hydrologiques (Fig. 1) :

La première zone étudiée dans ce travail est le bassin versant du Haut Sebou, qui est situé sur le territoire marocain, plus précisément entre - 4° et - 6° de longitude et entre 33° et 34° de latitude, en contact avec le Moyen Atlas tabulaire et le Moyen Atlas plissé. Sa position exposée au flux humide d'ouest et se considère comme un "château d'eau" à l'échelle du nord de l'Afrique. Il revêt donc un intérêt tout particulier pour le Maroc. Le climat général dans cette zone est semi-aride avec une influence méditerranéenne comme le les deux autres bassins versants mentionnés ci-dessous. L'Analyse statistique d'une longue série de données (1970-2011), montre que les précipitations moyennes annuelles dans le bassin versant du Haut Sebou sont de 369,9 mm, et les valeurs moyennes annuelles de la température et de l'évapotranspiration potentielle sont successivement de 16,4 °C et de 1050,3 mm. Le bassin versant du Haut Sebou est la partie amont du grand bassin du Sebou et qui se caractérise par sa grande superficie (4677 km^2) et la grande disponibilité des ressources en eau qui peut être

estimée à environ 10% de l'eau totale du Maroc (Bouadila et al. 2019). Le principal cours d'eau de ce bassin versant est la longue rivière Sebou (174 km), qui reçoit les contributions des principaux affluents : Oued Guigou, Oued Maasser, Oued Zloul, et Oued Mdez. Ces affluents jouent un rôle très important en période sèche, car ils influencent le régime d'écoulement (Akdim et al. 2012; Qadem 2015). En période de crue, d'autres petits cours d'eau alimentent le rivière Sebou.

Le deuxième bassin versant traité est celui de la rivière d'Evrotas, qui est situé dans la péninsule sud-est du Péloponnèse en Grèce, avec une superficie d'environ 2050 km^2. Le bassin versant à un climat semi-aride, et une analyse statistique d'une longue série chronologique (de 1970 à 2010) a montré que ce bassin a une température moyenne annuelle de 15,9 °C, des précipitations moyennes annuelles de 554,1 mm, et une évapotranspiration moyenne annuelle de 1011,1 mm. Sur le plan hydrologique, ce bassin versant est caractérisé par un réseau hydrographique très dense et le fleuve principal d'une longueur de 90 km. Le bassin versant de l'Evrotas contient des affluents temporaires (Oinountas), épisodiques (Mariorema), et il existe également des affluents qui alimentent le bassin versant par des débits permanents (Magoulitsa, Gerakaris, kakaris, Rasina, Xerias). Géologiquement, ce bassin contient un mélange de formations géologiques très perméables (calcaires karstiques) et de formations sous-jacentes moins perméables (schistes et quartzites), ce qui donne naissance à un nombre important de sources karstiques, notamment dans la partie inférieure des deux Montagnes : Parnonas et Taygète (Tzoraki et al. 2014).

La troisième zone d'étude est le bassin versant Lonquén, il est située entre 36° 43′ de latitude et 72°69 ′ de longitude ; il s'agit de la région de Secano Interior, au centre-sud de Chili. Le fleuve est principalement intermittent, mais il y a quelques cours d'eau pérennes dans le bassin. Le bassin a une forme irrégulière et draine une superficie de 2330 km^2 et dont Le régime naturel est fortement affecté par les quatre petites collines qui sont successivement Treguaco, Quirihue, Portezuelo, et enfin Ninhue, où se concentre une population très importante. Sa géomorphologie est fortement marquée par le poids et le relief ancien, avec des roches granitiques et des ardoises métamorphiques. Ses sols sont érodés, peu perméables et à forte teneur en limon, argile et sable. L'utilisation des terres du bassin versant comprend principalement des plantations forestières (Pinus radiata et Eucalyptus globulus) et des monocultures agricoles, qui sont typiques du climat méditerranéen du Chili (Becerra 2016; Hernández et al. 2016; Garfias et al. 2018). Le climat de cette région est également semi-aride avec une température moyenne annuelle de 12,1 °C ; et des précipitations moyennes

annuelles de 868,6 mm (1976-2014, méthode arithmétique pour les précipitations moyennes), et aussi une évapotranspiration moyenne annuelle est d'environ 981,7 mm. La majorité des précipitations se produisent entre mai et août, et cette zone est caractérisée par des sols développés à partir d'une source granitique, avec une Variante Saprolite d'une profondeur d'environ 0,6 à 0,8 m(Stewart et al. 2015). En général, le sol de ce bassin versant se gonfle rapidement lorsqu'il reçoit une quantité d'eau (précipitations ou irrigation, etc.), ce qui influence fortement la production des ruissèlements très important de temps en temps et donc le risque accru de la survenance d'inondations et de crues;

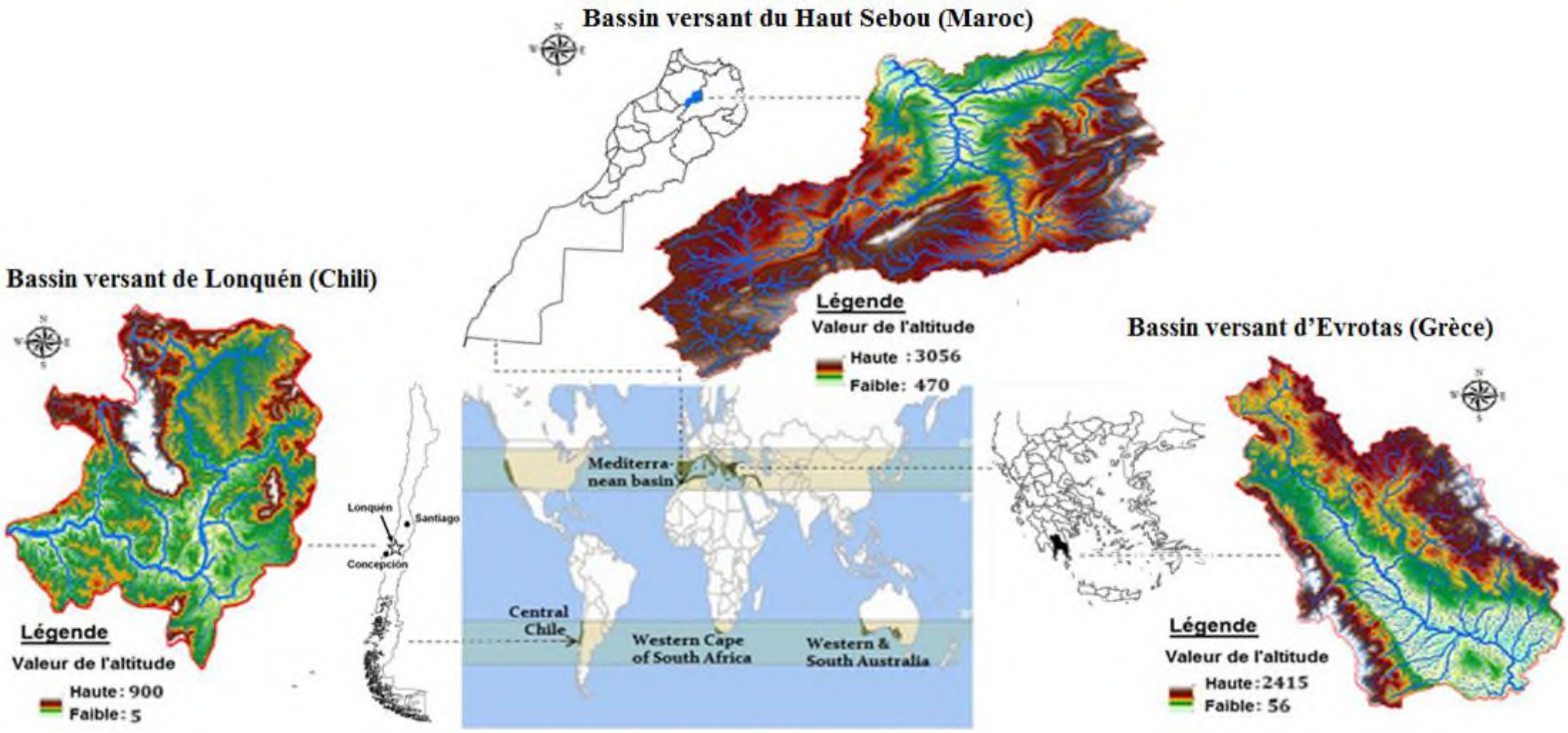


Figure 1: Carte de localisation géographique des bassins versants

3. Les caractéristiques des bassins versants étudiés

3.1. Aspect topographique

Nous avons analysé la répartition topographiques des trois bassins versants en se basant sur les données numériques des terrains avec une précision de 12.5 m par maille, qui sont téléchargeables gratuitement sur le site internet mettre en place par NASA (https://vertex.daac.asf.alaska.edu). De point de vue topographique les bassins versants étudiés sont marqués par une répartition spatiale des altitudes (Fig. 1) relativement diversifiée :

Dans le bassin versant de Lonquén, nous avons trouvé que les altitudes sont inférieures au 900 m, qui marque un relief généralement modéré et relativement peu étendu, cette topographie collinaire présenter dans les limites amont du bassin, par contre en trouve vers l'aval une plaine alluviale souvent à replat qui est marqué par des altitudes allant jusqu'à 5 m comme valeur minimale ;

Les altitudes du bassin versant du Haut Sebou sont comprises entre 470 m à Azzaba à 3056 m à jbel Bou Iblane pour une altitude médiane de 1520m. Globalement, les altitudes décroissent du sud vers le nord, mais celles des sous-bassins décroissent vers les centres des dépressions. On peut par ailleurs distinguer des nuances marquées et une hétérogénéité entre les sous-bassins versants. En amont du bassin, le sous-bassin de Guigou est le plus élevé avec une altitude moyenne de 1950 m.

Le bassin versant d'Evrotas est caractérisé dans sa partie aval par une plaine côtière, avec des altitudes supérieures à 56 m, à l'exception de la plaine côtière, la zone étudiée montre en amont un relief accidenté avec des pentes abruptes et donc une topographie accidentée. Les plateaux montagneux sont prononcés au centre NE et SO et en amont du bassin qui peuvent atteindre jusqu'à 2415m de hauteur.

Les trois bassins étudiés sont drainé par de nombreux cours d'eau qui forment des vallées étroites à leurs embouchures avec une exception de celle de la plaine vers l'aval qui sont relativement larges.

L'utilisation du modèle numérique de Terrain (MNT) au pas de 12.5 m**,** nous a permis d'extraire les cartes des reliefs ci-dessous et de délimiter les bassins versant objets de la présente étude, en utilisant le logiciel Arc Gis 10.3.

Bien que les MNTs servent de base à l'identification des limites des bassins hydrographiques, des réseaux hydrographiques et des différences énergétiques potentielles dans le paysage, plusieurs études ont conclu que la topographie seule est un descripteur faible pour déduire une similarité dans le comportement hydrologique(Loritz et al. 2018; Qiang Li et al 2018).

3.2. L'étude hypsométrique

Pour mieux apprécier les variations des altitudes sur l'ensemble des trois bassins versants, les courbes et les cartes hypsométriques (Fig. 2 et 3) ont été réalisées. La courbe hypsométrique présente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface cumulée en (%) du bassin qui se trouve au-dessus des côtes d'altitude portées en ordonnées. Ainsi elle permet d'avoir la répartition de la surface du bassin en (%) ou en (Km^2) de superficie totale par tranche d'altitude.

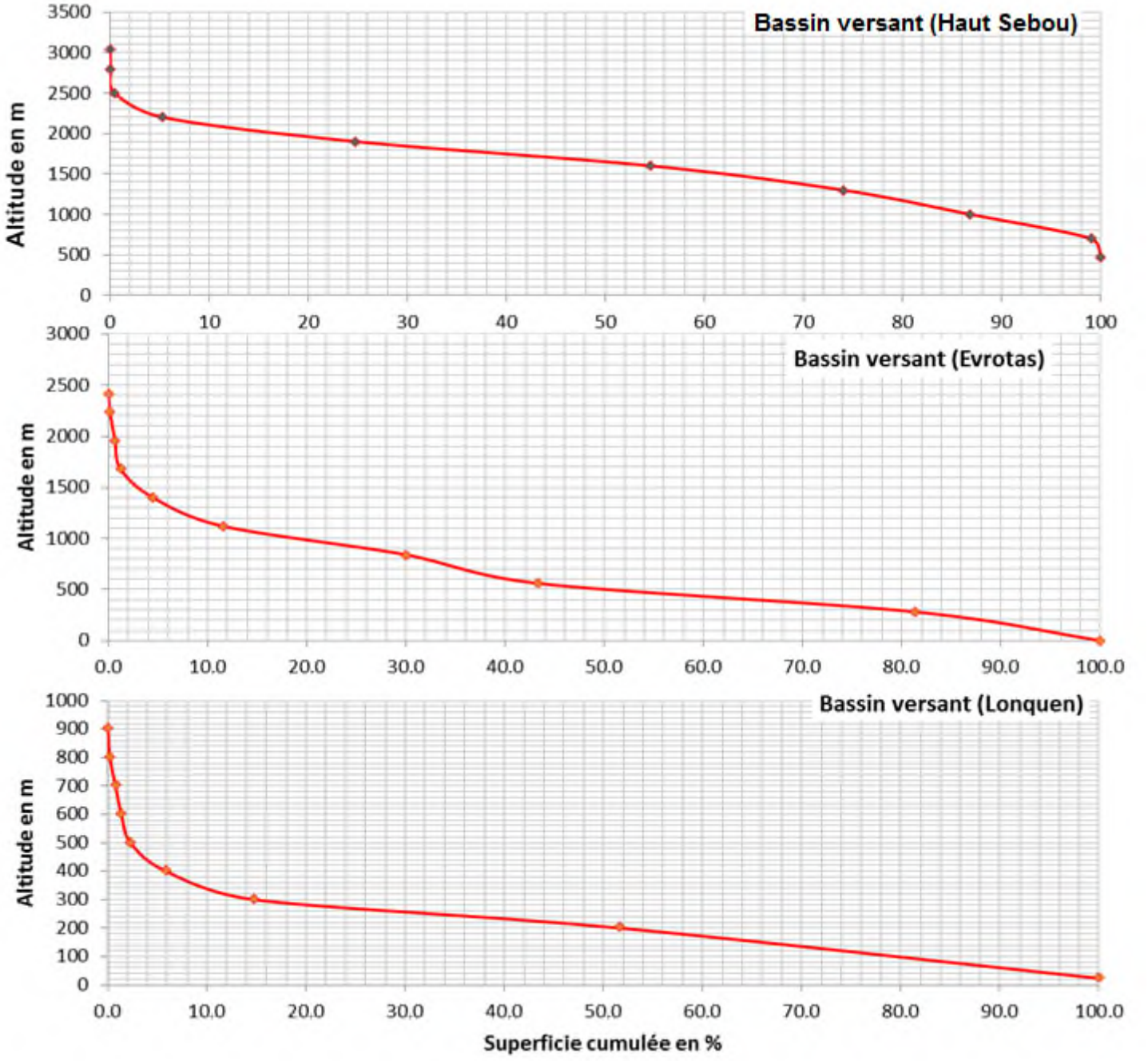


Figure 2 : Courbes hypsométriques des bassins versants étudiés

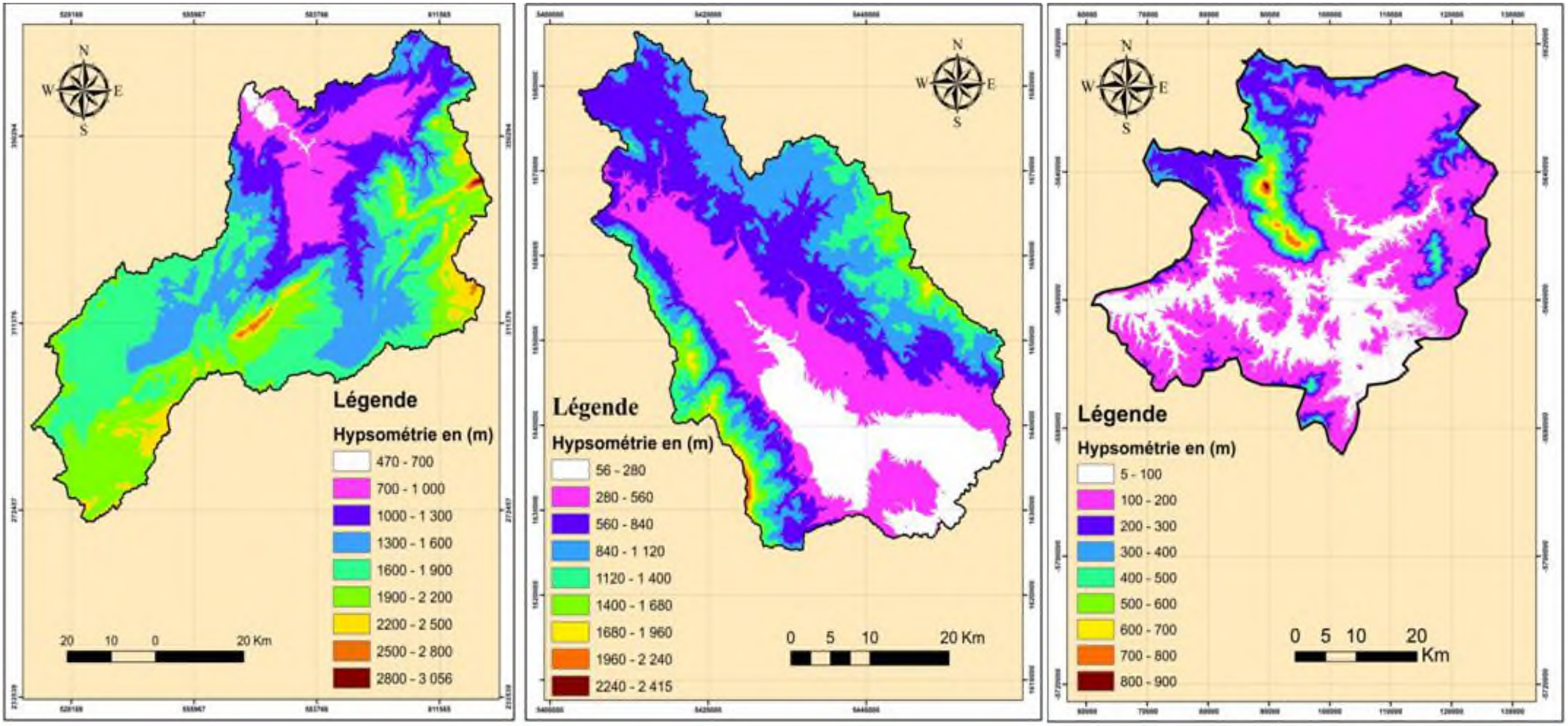


Figure 3: Cartes hypsométriques des trois bassins versants [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)]

Les trois courbes hypsométriques réalisées permettent de classer les surfaces de diverses sections des bassins versants par tranche d'altitude. À titre de comparaison, nous remarquons que la tranche d'altitude (>900 m) représente la plus petite surface ; alors que, la courbe hypsométrique de bassin versant d'Evrotas montre la dominance de la tranche d'altitude (280 – 560 m) qui correspond au maximum de la superficie, le bassin versant Lonquén caractérisé par la dominance de la tranche d'altitude (100 – 200 m), et le bassin versant du Haut Sebou marqué la dominance d'altitude (1600 –1900 m).

- **Altitude médiane:**

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

Elle est de (500 m) pour le bassin versant d'Evrotas, de (200 m) pour le bassin versant de Lonquén, et de (1650 m) pour le bassin versant du Haut Sebou.

- **Altitude maximale :**

C'est l'altitude la plus forte relevée au cours de la limitation du bassin, et le point culminant du bassin. Elle est de (2415 m) pour le bassin versant d'Evrotas, de (900m) pour le bassin versant de Lonquén, et de (3056 m) pour le bassin versant du Haut Sebou.

- **Altitude minimale :**

Généralement se situe à l'exutoire du bassin qui représente son point de contrôle. Elle est de (56 m) pour le bassin versant d'Evrotas, de (5m) pour le bassin versant de Lonquén, et de (470 m) pour le bassin versant du Haut Sebou.

- **Altitude moyenne :**

L'altitude moyenne se déduit de la courbe hypsométrique (Fig. 2) ou de la lecture d'une carte hypsométrique (Fig. 3). Elle se définit comme l'ordonnée moyenne de la courbe hypsométrique et correspond au rapport de l'aire sous la courbe de la surface du bassin. Elle se calcule par la relation suivante (Roche 1963) :

$$\mathbf{H_{moy}} = \sum \frac{\mathbf{A_i \times h_i}}{\mathbf{A}} \qquad \mathbf{(1)}$$

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

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau en (km^2).

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau en (m).

A : Superficie totale du bassin versant en (km^2).

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques et dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques. Elle est de (510 m) pour le bassin versant d'Evrotas, de (215 m) pour le bassin versant de Lonquén, et de (1520 m) pour le bassin versant du Haut Sebou.

3.3. La pente

3.3.1. La pente moyenne du bassin

Elle joue un rôle important dans le ruissellement. Des pentes raides accélèrent le temps de réponse d'un bassin (Cosandey 2000). On estime la pente moyenne d'un bassin à partir de la courbe hypsométrique du bassin.

La pente moyenne sur un bassin versant, et aussi peut se calculer par la formule suivante :

$$\mathbf{P}_{moy} = \frac{\mathbf{\Delta H}}{\boldsymbol{L}} = \frac{\boldsymbol{H_{max} - H_{min}}}{\boldsymbol{L}} \qquad (2)$$

Avec :
$\Delta \boldsymbol{H}$: Altitude max - Altitude min.
L : la longueur du rectangle équivalent.

Tableau 1: Calcule de pente moyenne dans les bassins versants

Bassin versant	Altitude Max	Altitude Min	Pente moyenne m/km
Haut Sebou	3056	470	11.83
Lonquén	900	5	7.89
Evrotas	2415	56	21.53

3.3.2. L'indice de pente globale

Cet indice permet de déduire la nature du relief en se référant à la classification de l'O.R.S.T.O.M.

$$\mathbf{I_g} = \frac{\mathbf{D}}{\mathbf{L}} = \frac{\mathbf{H_{5\%} - H_{95\%}}}{\mathbf{L}} \qquad (3)$$

Avec :

D: La dénivelée ou bien la distance qui sépare les altitudes ayant 5% de la surface du bassin et celles de 95% ou bien la distance qui sépare les deux courbes de niveau maitresses extrêmes H5% et H95%.

L : Longueur du rectangle équivalent

À partir de la courbe hypsométrique, on trouve :

Tableau 2: Calcule de L'indice de pente globale dans les bassins versants

Bassin versant	H5%	H95%	Longueur du rectangle équivalent	L'indice de pente globale
Haut Sebou	2200	700	218.61	6.86
Lonquén	380	23	120.10	2.97
Evrotas	1350	100	113.43	11.02

Le résultat précédent de l'indice de pente globale semble à des bassins versants présents des reliefs forts (Haut Sebou, Evrotas) sauf le bassin versant de Lonquén qui montre une pente moyenne.

3.3.3. Dénivelée spécifique DS

Puisque l'indice de pente globale décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique Ds ne présente pas cet inconvénient.

$$\mathbf{DS} = \boldsymbol{I_g}\sqrt{\boldsymbol{S}} \qquad \mathbf{(4)}$$

Tableau 3: Calcule de la dénivelée spécifique dans les bassins versants

Bassin versant	L'indice de pente globale	Surface (km^2)	Dénivelée spécifique DS (m/km)
Haut Sebou	6.86	4677	469.28
Lonquén	2.97	2330	143.51
Evrotas	11.02	2050	498.95

Tableau 4: Classification de l'O.R.S.T.O.M du relief

R1	Relief très faible	DS<10m
R2	Relief faible	10m<DS<25m
R3	Relief assez faible	25m<DS<50m
R4	Relief modéré	50m<DS<100m
R5	Relief assez fort	100m<DS<250m
R6	Relief fort	250m<DS<500m
R7	Relief très fort	DS>500m

D'après la classification de l'O.R.S.T.O.M (Tab. 3 et 4). La dénivelée spécifique des deux bassins versants (Haut Sebou, Evrotas) se trouve dans la classe R6 : donc leurs reliefs sont forts, la valeur DS traduit le volume montagneux des deux bassins versants, qui se reflète automatiquement dans la carte des pentes (Fig. 4). La dénivelée spécifique dans le troisième bassin versant (Lonquén) se trouve dans la classe R5: donc son relief est assez fort, cette

valeur témoigne de la présence d'un paysage de relief sous forme de collines à pente moyenne.

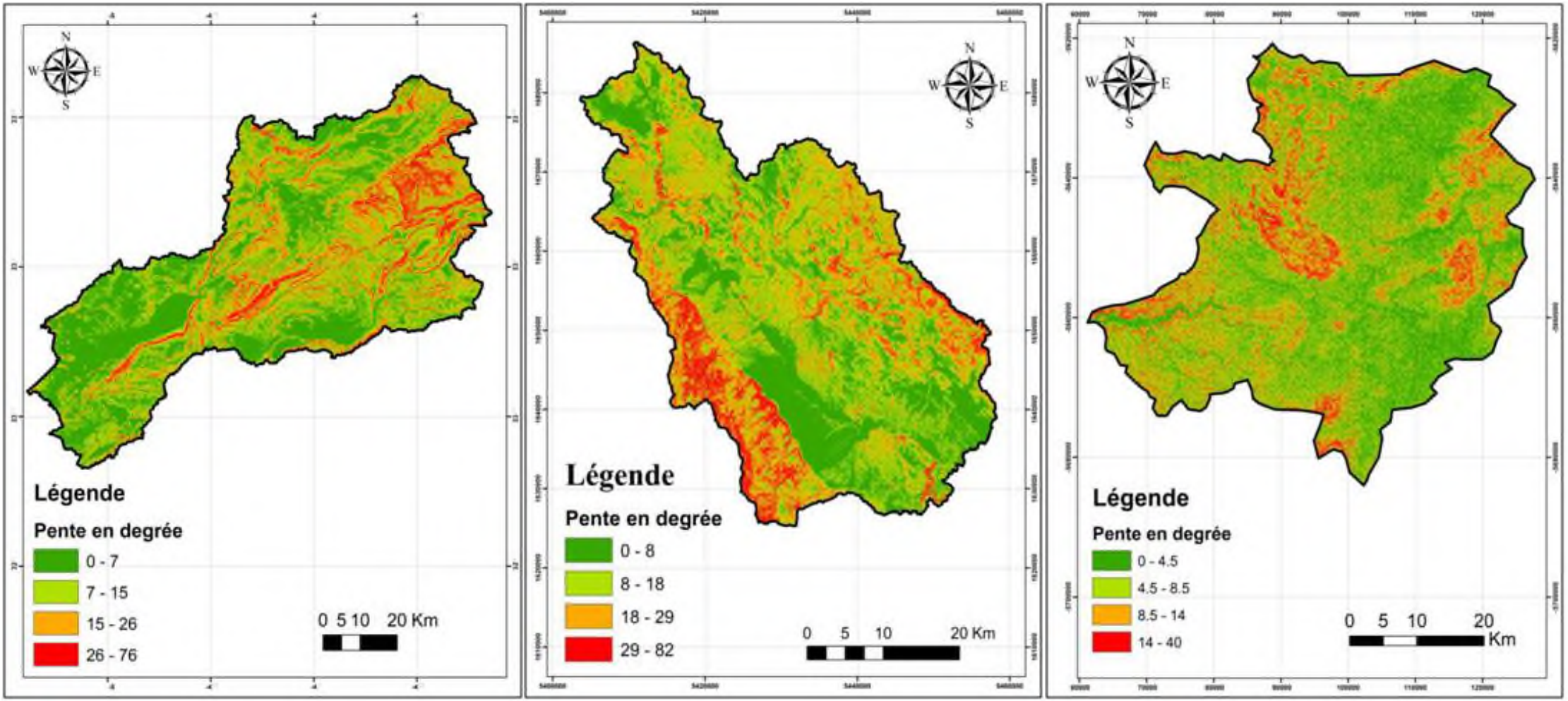


Figure 4: Carte des pentes des bassins versants

3.4. La forme

La forme d'un bassin versant est définie par sa superficie, son relief, ces pentes et la disposition de son réseau hydrographique. Ces caractéristiques purement géométriques de ces trois bassins versants s'obtiennent à l'aide d'une étude morphométrique.

3.4.1. L'indice de compacité

Ce paramètre est très important pour qualifier la forme du bassin, en le comparant à un cercle de même surface pour lequel K_G=l. Il donne aussi une idée générale sur l'influence de la forme d'un bassin donné sur la durée de déclenchement des crues, par exemple : plus le K_G tend vers 1, plus sa forme est ramassée, et plus le temps nécessaire pour rassembler l'eau de tout le bassin versant est court. Autrement dit il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieure à 1 lorsque le bassin est de forme allongée. Il est défini par le rapport de périmètre du bassin (Tab. 5) au périmètre du cercle ayant même superficiel (Hubert 2002) :

$$\mathbf{K_G = 0.28\frac{P}{\sqrt{A}}} \quad \mathbf{(5)}$$

Avec :

A : La surface du bassin (km^2)

P : Périmètre (km)

3.4.2. Indice de forme de Horton (1932)

Il exprime le rapport de la largeur moyenne du bassin versant à la longueur du cours d'eau principal.

$$\mathbf{K_H = \frac{A}{L^2}} \qquad \mathbf{(6)}$$

Avec :

A : Aire du bassin (km^2)

L : Longueur du cours d'eau le plus long (km)

Tableau 5: Calcul de l'indice de compacité et de Horton dans les bassins versant

Bassin versant	Surface (km^2)	Périmètre (km)	Longueur (km)	Indice de compacité (KG)	Indice de Horton (KH)
Haut Sebou	4677	480	174	1.97	1.55
Lonquén	2330	279	123	1.62	0.15
Evrotas	2050	263	95	1.63	0.23

Selon les résultats des calculs de l'indice de compacité et de (Horton 1932) (Tab. 5), nous constatons que les trois bassins versants sont une forme moyennement allongée à allongée.

3.4.3. Coefficient d'allongement

La détermination d'un rectangle équivalent permet de définir un coefficient d'allongement du bassin versant en se basant sur la longueur L du rectangle équivalent. Ce type de coefficient d'allongement est couramment utilisé dans les formules de transformation de la pluie-débit, permettant le calcul d'un débit de pointe. Ce coefficient est obtenu par la relation(Thibault et al. 2011):

$$\mathbf{C_a = \frac{L^2}{S}} \qquad (7)$$

L : La longueur du rectangle équivalent (km)

S : La superficie du bassin versant (km^2)

$\boldsymbol{C_a}$ **(Haut Sebou) = 10.22**

$\boldsymbol{C_a}$ **(Lonquén)=6.19**

$\boldsymbol{C_a}$ **(Evrotas) = 6.27**

3.5. Le relief

Le relief à un rôle important parce qu'il contrôle largement la capacité de ruissellement du terrain, c'est donc un élément crucial dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Le rectangle équivalent et l'étude hypsométrique ont été réalisés pour les trois bassins versantson se basant sur la topographie, plus précisément le MNT avec une résolution de 12,5 m × 12,5 m. Afin de définir et illustrer les degrés des altitudes dans chaque unité des bassins versants.

3.5.1. Rectangle équivalent

Mis au point par Roche en 1963,le rectangle équivalent permet de comparer deux bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Le contour du bassin devient rectangle de même périmètre dont la longueur et la largeur sont calculées par la relation ci-dessous (Tab. 6):

- Largeur du rectangle équivalent

$$\mathbf{l} = \frac{\mathbf{K_G}\sqrt{\mathbf{A}}}{\mathbf{1.12}} \times \left(\mathbf{1} - \sqrt{\mathbf{1} - (\frac{\mathbf{1.12}}{\mathbf{K_G}})^2}\right) \quad \textbf{(8)}$$

-Longueur du rectangle équivalent

$$\mathbf{L} = \frac{\mathbf{K_G}\sqrt{\mathbf{A}}}{\mathbf{1.12}} \times \left(\mathbf{1} + \sqrt{\mathbf{1} - (\frac{\mathbf{1.12}}{\mathbf{K_G}})^2}\right) \quad \textbf{(9)}$$

Avec :

- K_G : indice de compacité de Gravelius.
- A : superficie du bassin versant (km²).

Tableau 6: Calcule de rectangle équivalent dans les trois bassins versant

Bassin versant	**Surface (km²)**	**Indice de compacité (K_G)**	**Rectangle équivalent**	
			Longueur	**Largeur**
Haut Sebou	4677	1.97	218.61	21.39
Lonquén	2330	1.62	120.10	19.40
Evrotas	2050	1.63	113.43	18.07

4. Aspect géologique global

Le contexte géologique est un paramètre considéré comme fixe dans l'approche développée dans ce travail. Il contrôle en partie l'action d'autres paramètres tels que l'organisation du réseau hydrographique, la nature des sols, la géomorphologie, la végétation, etc. Géologiquement, les trois bassins versants (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén) sont marqués par une diversité géologique assez importante (Fig. 5).

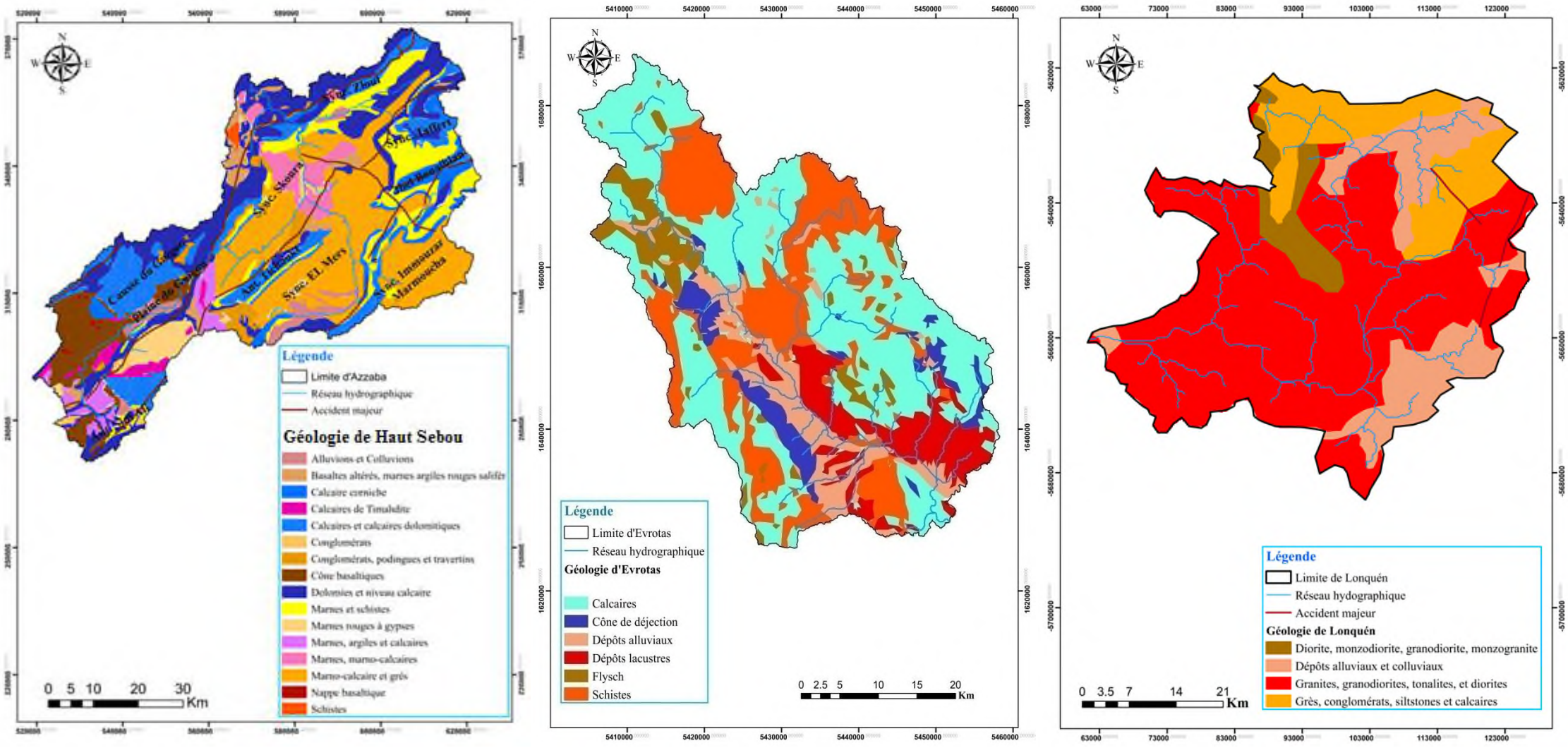


Figure 5 : Cartes géologiques des trois bassins versants étudiés (Source : Nejjari 2002; Sernageomin 2003; Cazemier et al. 2011)

- ✓ **Bassin versant de Haut Sebou**

Le Moyen Atlas est généralement divisé en Moyen Atlas tabulaire et Moyen Atlas plissé. Pour le Moyen Atlas tabulaire est situé dans la rive gauche de l'oued Guigou et l'oued Sebou et est caractérisé par la présence de couches calcaires et dolomitiques liasiques avec une inclinaison vers l'est et a également connu un processus de karstification marqué par la présence d'une série de poljes. Pour le deuxième domaine (Moyen Atlas plissé) est située en rive droite des oueds mentionnés ci-dessus et est caractérisée par la présence de plis orientés vers le nord-est et le sud-ouest (Nejjari, 2002). Les anticlinaux encadrent de grandes dépressions synclinales qui sont successivement : la plaine du Guigou, le synclinal de Sekoura, et le synclinal de Zloul. Et il faut noter que des accidents majeurs traversent le Jbel Bou Iblane, le Jbel Hayane, et le Jbel Tichoukt. Le contact entre le Moyen Atlas plissé et le causse n'est pas très net dans la zone de Timahdite et s'estompe vers le nord et le sud (Lepoutre et al. 1967).

- ✓ **Bassin versant d'Evrotas:**

Une grande partie de la géologie du bassin fluvial est constituée de schiste avec faible perméabilité et vulnérabilité aux inondations. La géologie karstique améliore l'infiltration et réduit la génération de ruissellement à environ 4%. La déformation graduelle de la plaque hellénique a créé de nombreuses failles localisées dans la péninsule, qui glissent et se cisaillent constamment. Les monts Taygète et Parnonas dans le bassin versant Evrotas sont de grands horsts, avec de profonds grabens de chaque côté. Ainsi, la puissante chaîne du Taygète est prise par deux failles, provoquant les grandes secousses qui fréquentent la région. En raison de son histoire géologique turbulente, les montagnes du Taygète possèdent d'intéressantes formations rocheuses, principalement composées de calcaire et de dolomite, formées lorsque la région était sous l'océan Téthys. Des veines de quartz sont encastrées dans cette matrice, et on trouve dans la région de nombreux cristaux à base de quartz, dont la citrine et l'améthyste. Les montagnes Parnonas, de l'autre côté de la vallée d'Evrotas, contiennent du Lapis La cedaemonius , un type rare de porphyre serpentin que l'on ne trouve qu'autour du village de Krokees. Cette pierre semi-précieuse était l'un des principaux produits d'exportation de l'ancienne Sparte et a été largement exploitée par les Romains, qui l'ont utilisée pour orner leurs villas et leurs bâtiments publics.

- ✓ **Bassin versant de Lonquén**

La géologie de surface du bassin de Lonquén se compose de plusieurs matériaux différents(Valenzuela 1978): la plupart des parties centrales et nord-est de la ville de Ninhue sont situées sur des dépôts de graviers fluviaux à haute densité et à faible déformabilité. Les

formations rocheuses de se bassin sont principalement d'origine volcanique (Granites, Granodiorites, et diorite, etc.) et constituent la majeure partie sud-ouest et sud-est du bassin, avec une zone de transition existant entre ces deux zones. Dans la partie occidentale de la zone étudiée (district de Pudahuel), on sait qu'une couche de cendres se trouve au sommet de la colonne sédimentaire.

Le socle du bassin de Santiago résulterait d'une activité volcanique datant de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur. Sa forme n'est connue qu'indirectement par des mesures gravimétriques (Araneda et al. 2000) et correspond à une surface irrégulière qui dissimule quelques îles collinaires qui affleurent localement dans le bassin. L'alignement presque linéaire de certaines de ces collines, comme celui du Cerro San Cristóbal, du CerroChena et du Cerro Lonquén, peut même laisser penser qu'il y a pu avoir un contrôle structurel.

5. Occupation des sols

L'occupation des sols des trois bassins versants est caractérisée par des forêts denses, des terrains agricoles, des sols nus, des vergers et plantations, des zones urbaines et des plans d'eau. Les différentes couches précédemment décrites ont été superposées en utilisant la même référence spatiale à l'aide d'un SIG pour l'obtention des cartes d'occupations des sols des bassins versants (Fig. 6).

- ✓ **Bassin versant de Haut Sebou :**

La cartographie inclut les principales classes définies plus haut. L'analyse des superficies relatives de ces classes montre que presque la moitié de la superficie totale de bassin versant Haut Sebou (42 %) est occupée par les forêts (claire et dance). En second, viennent les terrains correspondant aux sols nus (36.5%), ces sols nus se répartissent sur l'ensemble du bassin, notamment dans les régions relativement accidentées et d'accès très difficile pour l'homme.

Les terrains agricoles, les surfaces en eau et les zones urbaines occupent respectivement17,5%, 2,5 %, 1,50 %de la surface totale. Les deux tiers des zones cultivées se concentrent au niveau de la plaine de Guigou et ses alentours. En raison du caractère discontinu de végétation dans le bassin versant. Les glissements, les sapements de berge de l'Oued sont invariablement présents sur le bassin versant. Les végétations sont souvent dégradées par les feux de forêt, l'urbanisation et le pâturage. Les eaux de surfaces drainent des zones importantes de l'amont à l'aval du ruisseau.

- ✓ **Bassin versant d'Evrotas:**

Dans le bassin versant d'Evrotas, La grande majorité est couverte par des zones naturelles et semi-naturelles qui représentent 61% de la superficie totale, suivies par les zones agricoles qui représentent 38% (919 km^2), où l'on cultive principalement des oranges et des olives. Le reste de la surface terrestre est occupé par des zones urbaines (1 % du bassin hydrographique).

Pour accroître et protéger leurs cultures, les agriculteurs appliquent de grandes quantités d'engrais et de pesticides, qui constituent d'importantes sources de pollution diffuse. Les déchets solides et liquides des municipalités et des unités agro-industrielles constituent les sources de pollution ponctuelle les plus importantes du bassin. Une seule station d'épuration des eaux usées (STEP) fonctionne (parfois de manière insuffisante) dans le bassin, pour la municipalité de Sparta, tandis que le reste de la zone est desservi par des fosses d'aisance (perméables et imperméables) menaçant ainsi les masses d'eau.

- ✓ **Bassin versant de Lonquén :**

Ce bassin versant est caractérisé par la présence des terrains agricoles, des prairies et broussailles et des forets dans la majorité de la surface totale, ces types d'occupation de sol atteindre un pourcentage de 85 %. Dans les limites notamment dans les régions relativement accidentées et d'accès très difficile pour l'homme , le pourcentage des terrain nus est atteindre 6 % de la surface totale de bassin, après en trouve des plans d'eau, des terres humides et des zones urbaine avec un somme de pourcentage qui atteindre 9% de la superficie totale du bassin versant. Les trois bassins versants son marqués une diversité en terme d'occupation du sol, cette diversité influence la variabilité des ressources en eau en matière de ruissellement et infiltration. Par conséquence ces données de base vont nous servir à bien représenter l'écoulement par les simulations hydrologiques.

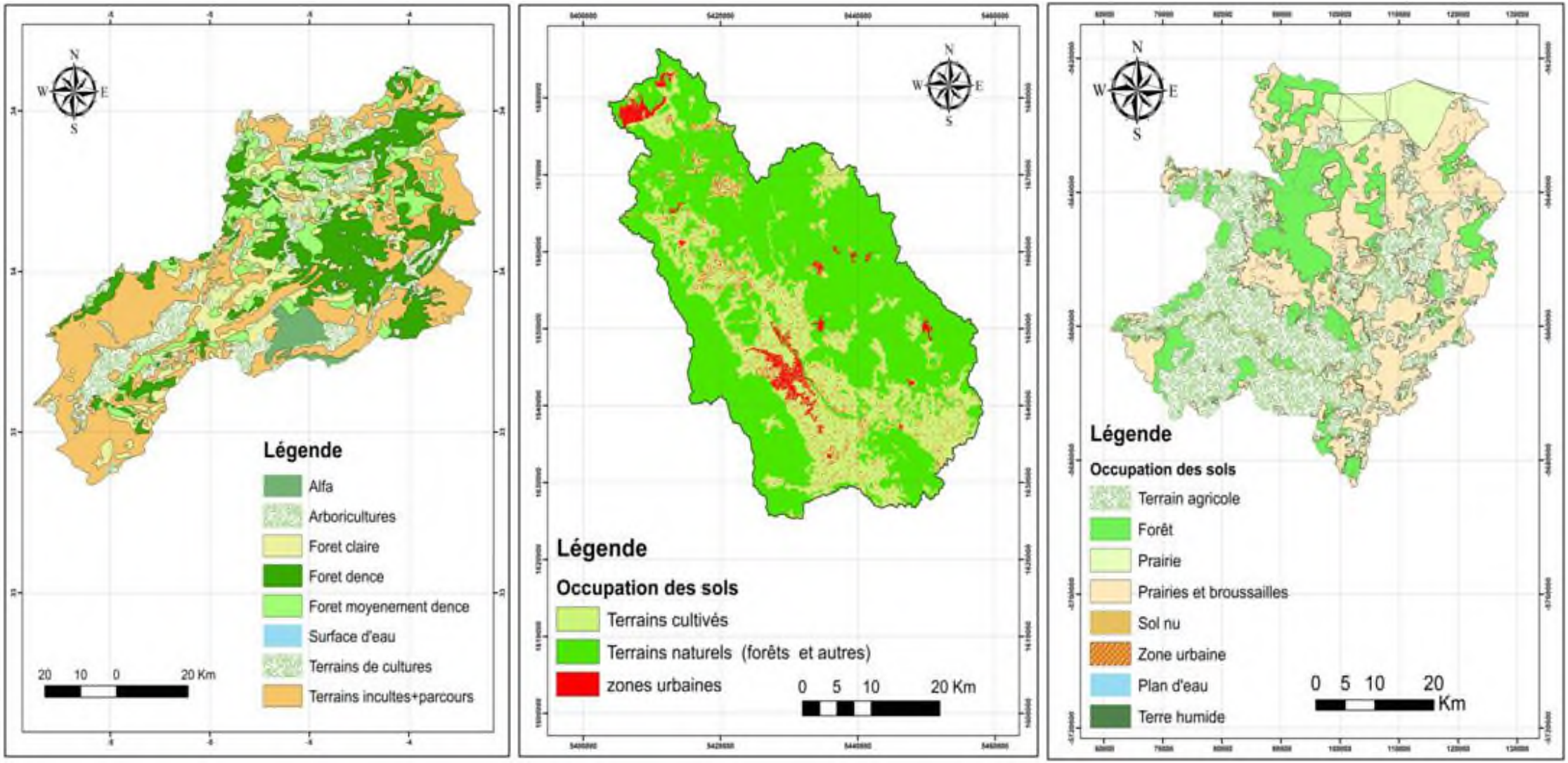


Figure 6 : Carte d'occupation des sols des bassins versants

6. Nature des sols

Les précipitations qui s'infiltrent dans le sol constituent une partie de l'eau du sol, dont une partie peut être utilisée par les plantes pour la transpiration, une partie peut retourner dans l'atmosphère par évaporation de la surface du sol, et une partie - si l'infiltration est suffisante - peut aller au-delà de la zone d'enracinement vers les eaux souterraines. Ainsi, la durabilité des ressources en eau (en termes de quantité et de qualité) est directement influencée par le sol. Ainsi, la plupart des aspects de la vie aquatique terrestre et d'eau douce dépendent des processus hydrologiques dans le sol (O'Geen et al. 2010).

- ✓ **Bassin versant de Haut Sebou :**

Les quantités de précipitations, qui conditionnent la ressource en eau d'un bassin versant, sont redistribuées à la surface du sol en fonction des propriétés à la fois des sols et des couverts végétaux. Dans le bassin versant du Haut Sebou davantage que la nature du sol c'est son occupation qui est déterminante de point de vue du bilan de l'eau.

Les sols du bassin versant du Haut Sebou sont composés par des unités simples et des unités complexes (Fig. 7), ces sols sont successivement :

- Calcimagnésiques: qui se caractérisent par des ions alcalino-terreux (Ca, Mg) avec un profil peu épais.
- Isohumiques: la présence de ces types des sols augmente la fertilité des terres agricoles puisqu'ils sont riches en matières organiques.
- Minéraux bruts : ces sols se caractérisent par une rareté des matières organique et se présentent généralement sous forme des dalles calcaire massives.
- Peu évolués: se sont des sols superficiels exposés fortement à l'érosion, et se caractérisent par des faible humifères.
- Sesquioxydes de Fer: sont des sols qui se trouvent généralement dans zones humide et sont fortement lessivé et entrainent la formation des cuirasses d'accumulation très dure.
- Vertisols: ces sols sont riches en argile et se gonflent rapidement lorsqu'ils reçoivent une quantité d'eau.
- Complexes C1, C2, C3, et C4 : ces sols résultent de l'érosion de plusieurs roches de typologies différentes telles que les argiles rouges, les calcaires dolomitiques, etc.

- ✓ **Bassin versant d'Evrotas:**

Le bassin versant d'Evrotas présente différents types de sols (Fig. 7). Un réseau d'échantillonnage des sols a été développé sur la base des observations et des résultats précédents. Selon la carte des sols de Grèce (1:1.000.000, 1967), il existe neuf types de sols dans le bassin de la rivière Evrotas et qui sont successivement :

- Alfisol ;
- Dépôts d'alluvions mélangés à des Régosols ;
- Podzol mélangé à des sols de forets rouge acide ;
- Rendzine ;
- Rendzine mélangé à des Alfisols ;
- Rendzine et sol méditerranéen rouge ;
- Régosol
- Sol méditerranéen basique rouge ;
- Rankosol.

- ✓ **Bassin versant de Lonquén:**

En raison de leur texture fine, les sols dans le bassin versant de Lonquén ont des concentrations élevées en nutriments et des capacités de rétention d'eau, caractéristiques typiques des sols agricoles productifs. Toutefois, ces sols présentent également une grande variation de densité apparente lorsqu'ils sont humides et secs, ce qui entraîne la formation de réseaux de fissures qui s'ouvrent et se ferment selon les saisons et le développement de caractéristiques topographiques. Cette variation de la densité du sol peut rendre l'agriculture difficile, en raison de la déformation du sol qui provoque un stress physique sur les plantes, de l'eau qui est délivrée de préférence sous la zone des racines par le flux des macropores, et du mauvais drainage lorsque les fissures du sol se ferment. En plus d'affecter la productivité agricole, les sols verticaux peuvent également causer des dommages importants aux infrastructures souterraines telles que les conduites d'eau (Hudak 1998) et aux structures de surface telles que les routes et les fondations des bâtiments (Stavridakis 2006; Jones and Jefferson 2012).

Les sols de surface dans le bassin versant de Lonquén gonflent rapidement lorsqu'ils reçoivent une certaine quantité d'eau, soit par précipitation, soit par irrigation (Stewart et al. 2015).

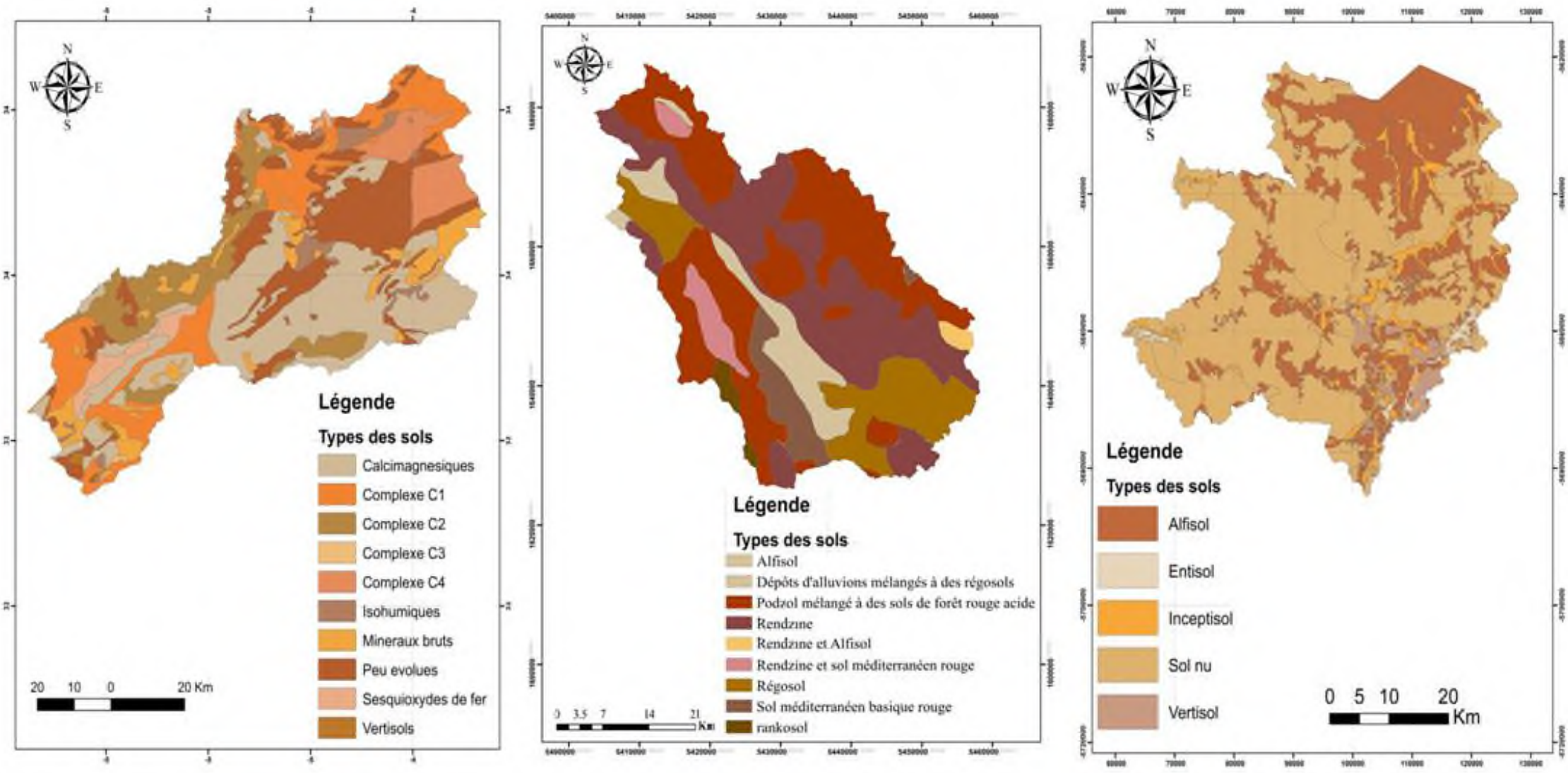


Figure 7 : Carte de nature des sols

7. Descriptions des paramètres hydrographique

7.1. Les cours d'eau

Les principaux cours d'eau dans ces trois bassins versants (Fig. 8) sont comme suit :

- ✓ **Bassin versant de Haut Sebou :**

Martin (1981) considère l'oued Guigou comme le réseau principal du bassin versant du Haut Sebou : « sa source se situe à Arhbalou-Larbi au fond de la plaine de Selrherte au NE du synclinal de Bou Anguar, à 2030 m d'altitude environ ». Ce cour d'eau principale change le nom de l'amant vers l'aval :

- L'oued Guigou (de la source jusqu'à la confluence avec l'oued Maâsser) traverse d'abord la zone plissée jusqu'à Timahdite, où il reçoit l'oued Larbi comme affluent de rive droite. Le Guigou devient cependant pérenne à partir de la source d'Aberchane. Puis il emprunte la longue plaine du Guigou, zone de transit et de consommation de l'eau, jusqu'à Aït Khabach où il y a une station hydrométrique. Dans ce tronçon, le débit est encore gonflé par les apports d'Ain Tit Zil. Après Aït Khabach, l'oued Guigou pénètre dans la zone plissée et le versant nord du jbel Tichoukt.
- De la confluence avec l'oued Maâsser jusqu'à la confluence ave l'oued Zloul, le Guigou devient l'oued Mdez. Dans ce tronçon l'oued conflue avec son premier grand affluent de rive droite, le Maâsser, qui draine un bassin de 1300 km². Après l'apport de petits affluents (Beni Alaham, Bechna), il reçoit l'oued Zloul qui est considéré comme un affluent important ; Il draine un bassin de 750 km².
- Enfin, de la confluence avec l'oued Zloul jusqu'à la station d'Azzaba il devient l'oued Sebou. Après la confluence avec la source vauclusienne d'Ain Sebou, à deux kilomètres en aval il est alimenté par deux autres sources (Ain Timedrine et Ain Ouamander). Au contraire des autres tronçons, l'oued Sebou n'a aucun affluent important jusqu'à l'exutoire du bassin à Azzaba.

- ✓ **Bassin versant de Lonquén:**

La rivière Lonquén est l'un des plus grands affluents de la grand fleuve Itata (140 km). Le bassin hydrographique de la rivière Lonquen a une surface importante de l'ordre de 2330 km^2, et dont Le régime naturel est fortement affecté par les quatre petites collines qui sont successivement : Treguaco, Quirihue, Portezuelo, et enfin Ninhue, où se concentre une population très importante.De plus, la longueur de la cours d'eau principale est 123 km, ce cour d'eau présente des méandres formes dans la totalité du bassin. D'aprèsBrintrup et al.

(2019) les rivières du bassin versant de Lonquén pérennes risquent de subir à une dégradation de l'hydrologie et de la qualité de l'eau et donc de devenir intermittentes.

- ✓ **Bassin versant d'Evrotas:**

L'Evrotas, comme beaucoup de rivières de la région méditerranéenne, est une rivière temporaire à débit intermittent dans le cours d'eau principal et de nombreux affluents. Le bassin couvre une superficie de 2050 km^2, avec un cours d'eau principal de 95 km de long. Le bassin versant est délimité par le Taygète (2407 m au-dessus du Niveau de la mer) et Parnonas (1940 m au-dessus du Niveau de la mer) des montagnes de que de nombreux flux éphémères et intermittents déversent dans le réseau fluvial. Les principaux affluents sont les Oinountas, Magoulitsa, Gerakaris, Kakaris et Rasina (flux intermittent), Mariorema, Xerias (flux épisodique) (Tzoraki et al. 2013).La plus grande partie du réseau hydrographique (92 % de la longueur totale de la rivière) a un flux généré par la pluie, qui est épisodique et n'apparaît que lors d'un épisode de pluie. Les principales causes de la dessiccation du lit des rivièressont la topographie abrupte du terrain, la géologie karstique et le captage des eaux souterraines pour l'irrigation.

Le bassin représente actuellement un système de cours d'eau méditerranéen typique malgré ses caractéristiques karstiques (Vardakas et al. 2010).L'une des principales caractéristiques d'un tel système est que les rivières connaissent des débits élevés (de pointe) en hiver et les faibles débits en été. Une partie du réseau de cours d'eau dans le bassin d'Evrotas n'a pas de l'écoulement de l'eau pendant la période estivale, car seule une petite partie des précipitations (6 %) se produit en été, ce qui s'évapore en grande partie. Les périodes d'absence de débit dans le bassin de la rivière Evrotas ont augmenté en longueur et en durée au cours du dernier demi-siècle. Cette situation est principalement due à l'expansion des zones agricoles et de l'irrigation pratiques. De plus, le changement climatique a eu pour effet de rendre les conditions plus sèches et plus extrêmes (Skoulikidis et al. 2010). L'assèchement de la rivière affecte également les zones environnantes. Le nombre des incendies de forêt augmentent (Andreadaki et al. 2008). Le ruissellement de surface augmente généralement après un incendie, car l'évapotranspiration et l'infiltration diminuent (Andreadakis et al., 2008).En outre, la désertification s'intensifie après une incendie (Blake et al. 2008).

Le bassin fluvial connaît aussi régulièrement des événements à forte intensité de précipitations après une période de sécheresse. En raison de la sécheresse dans des conditions de croûte, le système réagit très rapidement. Cela conduit à des crues soudaines avec des

débits élevés transportant de grandes quantités de débris et de sédiments (Moraetis et al. 2010).

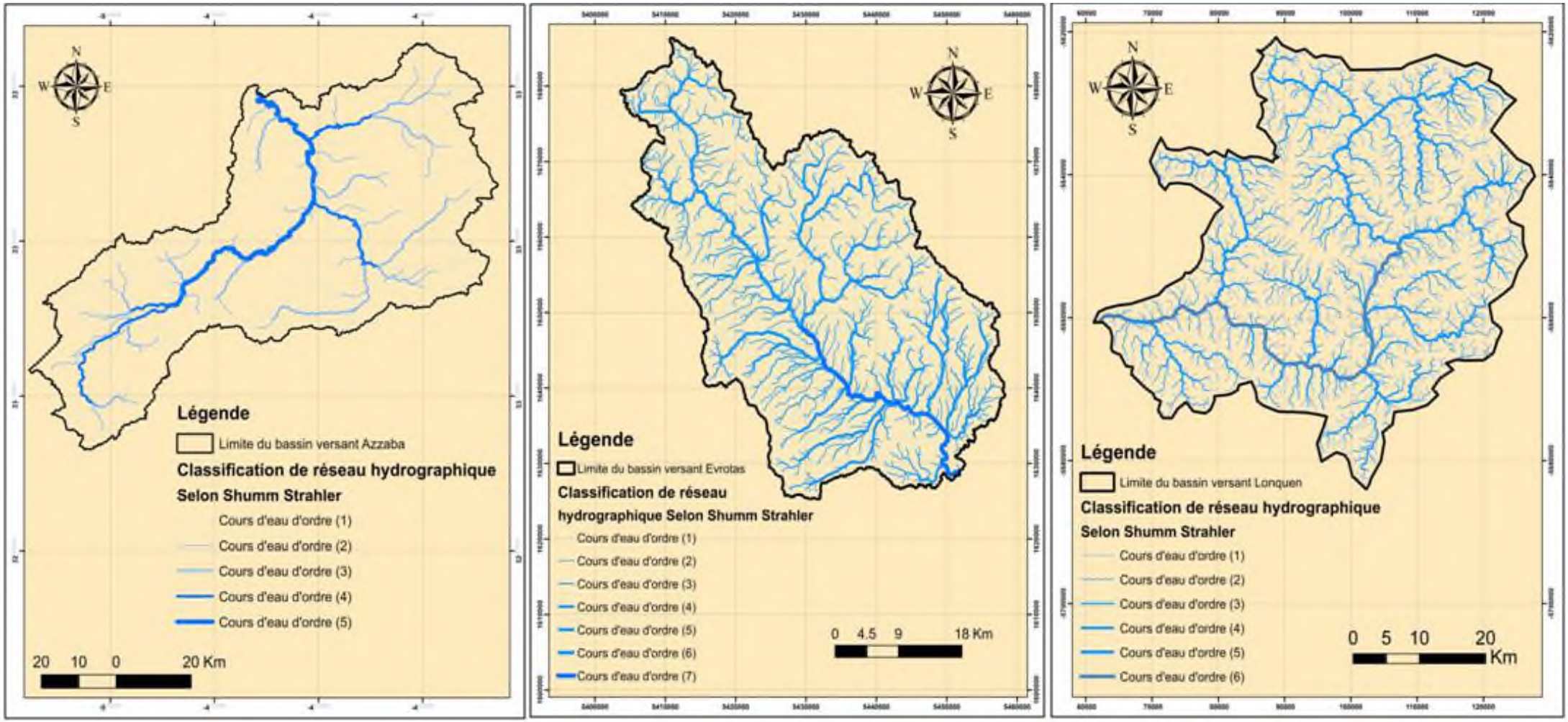


Figure 8: Classification de réseau hydrographique selon Shumm Strahler (1952)

7.2. Descriptions des paramètres hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme tous les cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement (Hugonie et al. 1997). Le réseau hydrographique est sans aucun doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin versant. Dans les trois bassins versants (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén) il existe un réseau hydrographique avec une hiérarchisation structurée prend naissance normalement en amont du cours d'eau, soit par les précipitations, la fonte des neiges et par les sources existantes.

- ✓ **Typologie des bassins versants :**

Le réseau de drainage est défini comme l'ensemble des canaux de drainage naturel où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restitué par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau. Il existe plusieurs méthodes de classification des systèmes de drainage. Celle utilisée dans ce rapport est la méthode de Strahler, (1952), qui a permis de voir la classification des bassins versants (Fig. 8). Nous avons trouvé que le bassin versant du Haut Sebou est de l'ordre (5), le bassin versant d'Evrotas est de l'ordre (7) et le bassin versant de Lonquén est de l'ordre (6).

Ces trois rivières prendront de l'amont à l'aval une multitude de formes. Celles-ci sont variables selon la nature géologique traversée, la pente des terrains et l'intervention anthropique. La typologie des chenaux fluviaux a permis de distinguer deux types qui sont les suivants :

- **Chenal rectiligne**

Il se distingue par un tracé rectiligne et très peu sinueux. On le trouve dans la partie haute de la vallée, où il y a des fortes pentes (>30 %). Dans cette section, le tracé rectiligne est le type le plus fréquent actuellement dans le tronçon amont des vallées du bassin versant du Haut Sebou, d'Evrotas et dans quelque point en amont du bassin versant de Lonquén.

- **Chenal à méandres**

Nous avons remarqué le développement de ce type de chenal dans les plaines, surtout quand on se dirige vers l'exutoire. Ce type du réseau est caractérisé par des méandres arqués à l'intérieur de la plaine alluviale. Il se développe dans la partie aval lorsque la pente du talweg devient faible. Dans cette section, le cours d'eau transporte essentiellement des sédiments fins (sables, limons, argiles). Dans le chenal à méandres, l'eau érode la rive concave et construit la rive convexe en y déposant des sédiments. Ces accumulations de rives convexes des chenaux

forment des barres de méandre. Dans le bassin versant de Lonquén nous remarquons l'existence de ce type de chenal à méandres depuis la partie amont grâce aux altitudes faible.

7.3. Densité de drainage et la densité hydrographique

La densité de drainage et la densité hydrographique sont en quelque sorte des reflets de la dynamique du bassin et du type du ruissellement de surface, dépendent de la géologie terrestre (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et aussi dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques.

- **La densité de drainage**

Représente la longueur totale des canaux de tous les ordres divisée par superficie du bassin versant(Laborde 2000).

$$\mathbf{D_d = \sum_{i=1}^{n} \frac{L_i}{A}} \qquad (10)$$

Avec :

Dd : Densité de drainage [km/km^2] ;

Li : Longueur de cours d'eau [km] ;

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

Dd (Haut Sebou) =1.21 Km^{-1}

Dd (Lonquén) = 1.33 Km^{-1}

Dd (Evrotas) = 1.55 Km^{-1}

- **La densité hydrographique**

Représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$\mathbf{F = \frac{\sum N_i}{A}} \qquad (11)$$

F (Haut Sebou) = 0.39 km^{-2}

F (Lonquén) = 1.08 km^{-2}

F (Evrotas) = 2. 49 km^{-2}

Avec :

F : Densité hydrographique [km^{-2}] ;

Ni : Nombre de cours d'eau ;

A : Superficie du bassin [km^2].

- **La fréquence des thalwegs d'ordre 1**

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant(Laborde, 2000):

$$\mathbf{F1 = \frac{\sum N_1}{A}} \qquad (12)$$

F1 (Haut Sebou) = 0.214 km^{-2}
F1 (Lonquén) = 1.040 km^{-2}
F1 (Evrotas) = 1.881 km^{-2}

- **Le coefficient de torrentialité**

Ce coefficient est le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 avec la densité de drainage :

$$Ct = \frac{D_d}{F1} \qquad (13)$$

Ct (Haut Sebou) = 5.656 km^{-3}.
Ct (Lonquén) = 1.487 km^{-3}.
Ct (Evrotas) = 0.822 km^{-3}.

Les trois bassins versant sont généralement une faible densité de drainage et une faible densité hydrographique, ces deux facteurs vont de pair, est normalement associé selon(Horton 1945), à un sol perméable à très perméable, avec une couverture végétale importante et un faible relief. Les valeurs de coefficient de torrentialité traduit que les trois bassins ne représentent pas des caractéristiques morphométriques adapté à l'écoulement.

En amont des bassins versants, les formations géologiques, la perméabilité karstique favorise la formation de fissures et le développement d'un réseau souterrain karstique, la densité du réseau de drainage diminue considérablement, avec une grande capacité d'accumulation d'eau des précipitations, réduisant du coup le drainage de surface à un phénomène d'infiltration et d'écoulement de l'eau dans le sol.

7.4. Rapport de confluence ou de bifurcation

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi un paramètre qui caractérise l'importance du développement du réseau d'écoulement. Il se calcule selon la relation suivante :

$$R_B = \frac{N_n}{N_{(n+1)}} \qquad (14)$$

Avec :

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

N_n : Nombre de cours d'eau d'ordre n ;

N_{n+1} : nombre de cours d'eau d'ordre suivant.

Tableau 7: Le rapport de confluence à chaque ordre du cours d'eau dans le bassin versant

Bassin versant	Ordre	Nombre de Talwegs	R_B
Haut Sebou	**1**	24	0.258
	2	93	0.266
	3	349	0.349
	4	1001	2.641
	5	378	-
Evrotas	**1**	3858	0.375
	2	10294	0.976
	3	10541	1.003
	4	10501	1.491
	5	7040	2.838
	6	2480	0.382
	7	6490	-
Lonquén	**1**	1	0.250
	2	4	0.40
	3	10	0.277
	4	36	0.102
	5	353	0.165
	6	2133	-

Le rapport de confluence c'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre (Tab. 7). Selon Strahler (1964), le R_B varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence.

7.5. Temps de concentration

Le temps de concentration Tc (heure) reflète le temps nécessaire à l'eau pour s'écouler depuis le point le plus éloigné du bassin jusqu'au point de calcul. Le temps de concentration est une caractéristique du bassin qui dépend essentiellement de la superficie du bassin, des pentes, de la longueur et de la densité du réseau hydrographique. La littérature propose plusieurs formules empiriques pour le calcul du temps de concentration. Certaines sont les plus répandues, on citera :

- **La formule de Giondotti :**

$$T_C = \frac{(4\times\sqrt{Sbv})+1.5\times L}{0.8\times\sqrt{H}} \qquad (15)$$

Avec :

Tc : Temps de concentration en heure ;

Sbv : Surface du bassin versant en km^2 ;

L : Longueur du talweg en Km ;

H : Dénivelée maximale du bassin versant.

- **La formule de Turrazza**

$$T_C = 1.662 \times Sbv^{0.5} \qquad (16)$$

Avec :

Tc : le temps de concentration en min.

Sbv : la surface du bassin versant en Ha.

- **La formule de Kirpich**

$$T_C = 0.01947 \times L^{0.77} \times I^{-0.385} \qquad (17)$$

Avec :
Tc est le temps de concentration en min.

L : est longueur du Talweg en m.

I : est la pente moyenne du talweg en m/m.

- **La formule de Van Te Chow**

$$T_C = 60 \times 0.123 \times \left(\frac{L\times I^{-0.5}}{1000}\right)^{0.64} \qquad (18)$$

Avec :

Tc en minutes ;

L: Longueur du cours d'eau (m) ;

I : Pente moyenne du bassin m/m ;

Les formules peuvent donner des valeurs très différentes, on considère comme Tc la moyenne arrondie entre les valeurs calculées qui se rapprochent les unes des autres, c'est-à-dire la moyenne des temps de concentration calculés par les quatre formules empiriques (Tab. 8).

Tableau 8: Temps de concentration calculé par différentes formules en heure

Bassin versant	Temps de concentration en heures				
	Formulede Giandotti	**Formulede Turrazza**	**Formulede Kirpich**	**Formulede Van Te Chow**	**Formulede Moyenne**
Haut Sebou	13.140	18.943	19.443	13.819	16.336
Evrotas	8.328	12.542	23.500	7.745	13.028
Lonquén	15.776	13.371	17.380	12.600	14.781

7.6. Vitesse de ruissellement :

Le phénomène de ruissellement se produit lorsque l'eau ne peut pas s'infiltrer dans le sol, la vitesse de ruissellement à l'intérieur d'une section d'écoulement n'est pas uniforme. En effet, les plus grandes vitesses observées sont généralement au centre du cours d'eau dans une portion rectiligne et à l'extérieur d'un méandre lorsqu'il a un parcours sinueux. Cette vitesse est influence par la longueur du thalweg principal L en (km), et le Temps de concentration en Tc (h) (Iorgulescu et al. 2005).

$$\mathbf{V_r = \frac{L}{T_C}} \qquad \mathbf{(19)}$$

La vitesse de ruissellement dans les trois bassins versants est influencée par l'existence des barrages et les digues de protection contre les inondations, les activités anthropiques des populations locales (culture et construction et autres, etc.).

Tableau 9 : Vitesse de ruissellement dans les trois bassinsversants

Bassin versant	Tc	L	Vitesse de ruissellement (Km/h)
Haut Sebou	16.336	174	10.651
Evrotas	13.028	95	7.292
Lonquén	14.781	123	8.321

Sur la base des calculs effectués dans chaque bassin versant, nous avons constaté que la vitesse la plus élevée était de 10,651 km/h dans le bassin versant du Haut Sebou, suivie du bassin versant de Lonquén à 8,321 km/h puis de bassin versant Evrotas à 7,292 km/h (Tab. 9). Ces valeurs sont expliquées par les reliefs accidentés et la forte pente dans la partie amont des bassins versants surtout dans le Haut Sebou qui est marqué par la plus forte valeur de vitesse de ruissellement.

8. Aspect hydrogéologique

La nature hydrogéologique de terrain est un facteur important dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants, pour cela nous avons opté à extraire les principaux données hydrogéologiques dans les trois bassins :

- ✓ **Bassin versant de Haut Sebou :**

Au niveau hydrogéologique, les formations triasiques imperméables jouent un rôle très important car elles constituent le mur de nappes phréatiques, lorsqu'elles sont surmontées de formations réservoirs, telles celles du Lias fissuré et karstifié (Obda 2004).

Des sources artésiennes très importantes sont issues des nappes grâce à l'existence de ces barrières qui font remonter les eaux à la surface, c'est le cas par exemple du complexe karstique d'Ain Sebou ; Il s'agit d'une source vauclusienne (Nicod 1993). Les pertes et résurgences des terrains perméables fissurés du Lias se combinent avec une multitude de sources pour donner aux principaux oueds un régime moins agressif que celui des oueds rifains et hauts atlasiques (Martin 1981).

L'épaisseur des affleurements liasiques varie selon les conditions paléogéographiques de la sédimentation liasique, et aussi de la vulnérabilité des terrains à l'érosion. L'épaisseur sous la vallée de Guigou est de l'ordre de 200 à 250 m, tandis que le maximum peut atteindre 600 m dans les profondeurs des synclinales, comme le synclinale de Tatassite (Martin, 1981).El Khalki (1990) signale que ces formations carbonatées perméable, fissurées et karstifiées, constituent un réservoir hydrogéologique d'ampleur, non seulement dans le Haut Sebou, où elles alimentent de grosses sources, comme par exemple Ain Sebou, Timedrine, etc. mais également dans tout le Moyen-Atlas.

- ✓ **Bassin versant d'Evrotas:**

Ce bassin versant contient un mélange de formations géologiques très perméables (calcaires karstiques) et les formations sous-jacentes moins perméables (schistes et quartzites), qui donne naissance à un nombre important de sources karstiques surtout dans la partie inférieure des deux Parnonas et Taygète Montagnes (Tzoraki et al. 2014).La géologie karstique améliore l'infiltration et réduit la génération de ruissellement à environ 4%.

Les montagnes du Taygète et de Parnonas sont en grande partie karstiques, mais avec des zones de formations imperméables. Une série de cônes alluviaux à faible transmissivité, limités à la zone de piémont adjacente à la bordure de montagne du Taygète, comprend d'importants stockages de l'eau. Le karst du Taygète a une haute transmissivité (1023-1024 m^2s^{-1}) et recharge les alluvions et les aquifère au nord-ouest de Sparte. La zone non saturée de

cette la région a une épaisseur de 20-30 m avec une conductivité hydraulique saturée variant entre 8×10^{-5} et 2×10^{-7} m s^{-1} (Antonakos and Lambrakis 2000). L'aquifère de Sparte est pénétré par de nombreux puits utilisés pour fournir de l'eau pour l'irrigation. De longs tronçons de la rivière ont un débit intermittent, ce qui est influencé par la géologie locale, la faible pluviométrie, l'abstraction et la haute évaporation.

On peut trouver en général des formations de deux types de comportement hydrogéologique. Les formations du "Premier Flysch" et du flysch de l'Unité Tripoli peuvent être caractérisées comme un type de comportement hydrogéologique et les calcaires de l'Unité Pindos comme le second. Les formations du premier type sont caractérisées comme peu perméables à divers endroits, mais elles sont pratiquement considérées comme des roches imperméables, car elles sont beaucoup moins perméables que les calcaires.

D'autre part, les calcaires de l'unité Pindos sont des formations karstiques de haute perméabilité. Cependant, ces calcaires ne sont pas karstifiés aussi intensément que d'autres calcaires (par exemple, les calcaires de l'unité Tripoli). Ce phénomène est dû aux paramètres suivants : la nature, la phase de dépôt, les couches et la teneur élevée en minéraux argileux. Par conséquent, les calcaires de l'unité de Pindos sont moins perméables que les autres calcaires ; néanmoins, il s'agit toujours d'aquifères karstiques. Depuis les calcaires de l'unité Pindos recouvrent des formations imperméables, un aquifère karstique est généré au sein des calcaires.

Les grandes quantités d'eau déversées par la source de Logaras, ainsi que le fait que le flysch de l'unité Tripoli dans la zone la plus large est de grande épaisseur, prouvent qu'un contact hydraulique entre les calcaires de l'unité Pindos et les autres calcaires sous-jacents n'existe pas. A l'inverse, dans la partie nord-ouest de la zone d'étude, les calcaires sont en contact avec les formations post-patrimoniales du bassin qui sont semi-perméables. Dans ce cas, les calcaires communiquent hydrauliquement avec des formations post-alpines.

- ✓ **Bassin versant de Lonquén:**

Les aquifères du Chili central se trouvent sur un remplissage sédimentaire d'origine alluviale, déposé par les rivières andines(González et al. 1999). Les sols du Lonquén ont été développés à partir d'une roche mère granitique (Bizama 1998). Les processus intenses d'altération chimique, qui ont agi sur ces roches granitiques, ont permis la formation d'un sol résiduel profond d'épaisseur variable, composé de matériel sablo-argileux avec présence de gravier et de limon et sont des sols de texture fine, de faible fertilité et enclins à l'érosion (Selker et al. 2000). Ces sols ont une faible perméabilité et le taux d'infiltration que permettent les horizons

supérieurs est faible, ce qui provoque un ruissellement de surface concentré pendant les mois de pluie, qui diminue rapidement après les événements de précipitation. Les horizons supérieurs du sol ont une capacité de rétention volumétrique de l'humidité d'environ 20 %, tandis que dans les strates plus profondes, la porosité effective est faible, de 1 à 8 % (Selker, 2000).

Les processus d'altération des roches granitiques ont une influence considérable sur la capacité de stockage de l'eau. La désintégration mécanique, la dissolution chimique, le dépôt et les effets du climat et de la végétation entraînent des modifications locales des roches primaires et de leur système de fractures. Ces actions entraînent une diminution de la porosité primaire des roches d'origine et de leurs fractures. La zone de transition entre les couches altérées et les roches non altérées sous-jacentes peut fonctionner comme un aquifère, en fonction de la porosité de la zone. D'après les résultats des études géophysiques (profils électriques verticaux) réalisées dans la zone d'étude (Uribe 2002) et par les observations dans les puits existants dans cette zone, il a été estimé que la puissance de la zone altérée fluctue entre 10 et 30 m selon la topographie de la zone. Les niveaux de la nappe phréatique observés dans les puits situés dans les zones topographiquement basses se trouvent généralement à une profondeur qui varie entre 2 et 5 m, alors que dans les secteurs élevés, ils se trouvent à des profondeurs plus importantes qui varient entre 10 et 17 m. La conductivité hydraulique saturée (Ks) obtenue par des tests de récupération dans des puits peu profonds du bassin est en moyenne de 1,01 m/jour (Uribe, 2002). Dans la zone d'étude, l'aquifère est rechargé par l'infiltration des eaux de pluie, son régime est donc étroitement lié aux précipitations annuelles.

9. Conclusion

A l'issue de ce travail réalisé dans ce chapitre dans le but d'identifier les facteurs (physiques, morphométriques, géologique et hydrogéologiques) contribuant aux changements dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants étudiés, nous avons pu recenser les résultats ci-après :

- Les principales activités dans les trois bassins versants sont l'agriculture (élevage et diverses cultures, dont les olives et les agrumes) et les petites industries agroalimentaires.

- Les principales causes de la dessiccation des lits des rivières sont la topographie abrupte du terrain, la géologie karstique et le captage des eaux souterraines pour l'irrigation.
- Les bassins versants étudié présente des reliefs très distincts, en particulier dans les parties amont. Les compacités des formes des bassins réduit les temps de transfert. Les cours d'eau principales et ses affluents réagissent rapidement et fortement en période de pluie.
- L'occupation des sols, la nature des sols et la densité du couvert végétal affectant les temps de réponse et le ruissellement (les bassins versants sont marqués par la dégradation du couvert végétal, dans la plaine et dans les reliefs et se développe dans les collines et les plaines). La nature du sol augmente la possibilité d'emmagasinement d'eau dans des formations calcaires karstifiées, cette capacité de stockage se réduit lorsque ces formations se situent en pente assez abrupte.
- Les cartes thématiques réalisées ont permis de cartographier, quantifier et reconnaître les changements météorologiques, morphométriques et hydrologiques dans les trois bassins versants étudiés.

Chapitre 2 : Sélection des modèles pluie-débit et critères statistiques de performances

1. Introduction

Durant ces dernières décennies la modélisation hydrologique devenu l'un des principaux outils pour la gestion des ressources en eau, puisque les phénomènes extrêmes (inondations et sécheresses) sont plus dévastatrice et menacent la population du monde entier (Siddique-E-Akbor et al. 2014). Une multitude des modèles pluie-débit sont maintenant disponible aux modélisateurs pour répondre aux déférents besoins dans le domaine d'hydrologie. Dans ce chapitre des modèles conceptuelles (SWAT, HBV modèle-A, ATHYS, GR4J) ont été choisis pour la simulation des débits de trois rivières Méditerranéen, ces modèles se différent en terme de nombre de paramètres de calages et aussi en terme de la résolution spatiale et de données requis comme entrées. Tous ces facteurs ne sont pas aléatoirement choisis mais pour la réalisation d'une comparaison de l'influence de cette différenciation en terme de la formulation mathématique sur la qualité des résultats. Généralement l'évaluation des résultats ne peut pas réaliser a l'aide de l'œil nu mais il faut intégrés certains critères statistiques afin de faire une évaluation efficace. Dans ce chapitre quatre critères de performance (NSE, R^2, PBIAS, et RMSE, et) largement utilisés dans les études hydrologiques ont été choisis afin d'évaluer les résultats. L'objective principale de la sélection d'une multitude des fonctions objectives dans cette étude est de détectée les petites différences entre l'hydrogramme simulés et celui observés et pour étudier aussi la tendance de modèle pluie-débits choisis (surestimation ou sous-estimation des débits).

2. Types des modèles pluie-débits

Généralement il existe une multitude des modèles hydrologiques exploitables et disponibles pour la réalisation de différents objectifs, ces modèles se diffèrent en terme de structure (façon de calcule de ruissèlement) qui varie entre simple et complexe. Les modèles empiriques sont généralement simples contrairement aux modèles conceptuels et physiques qui nécessitent une description approfondie des phénomènes physiques (quantité de mouvement, quantité d'énergie, conservation de masse, etc.) de cycle hydrologique. La classification des modèles hydrologique est principalement basé sur la manière de représentation des processus, de l'espace et de temps(Singh 1995; Payraudeau et al. 2002). La figure 9 montre la classification des modèles pluie-débit en fonction différents critères :

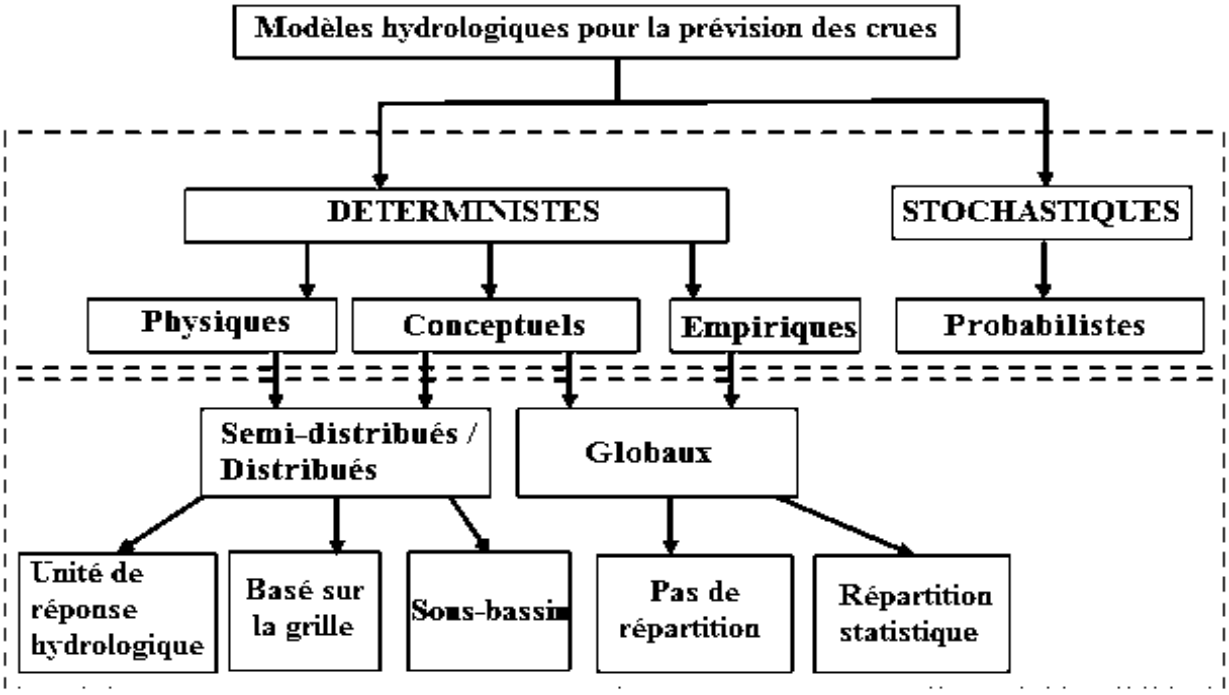


Figure 9: Classification des modèles hydrologiques

1.1. Classification selon la nature des variables

- **Modèles déterministes** *:* sont généralement des modèles qui permettent d'imiter la réponse d'un système et de simuler son fonctionnement physique à l'aide d'un ensemble d'équations mathématiques. Pour ces modèles, le caractère aléatoire des variables n'est pas considérable puisque les mêmes entrées produisent les mêmes sorties.
- **Modèles Stochastiques (probabilistes***)*: Sont des modèles qui permettent l'association des variables aléatoire avec des séries temporelles. Le principe général de ce type des modèles est basé sur la résolution des problèmes hydrologiques (Génération aléatoire des données) par la manipulation de plusieurs caractéristiques statistiques de propriétés stochastiques.

1.2. Classification selon le degré d'abstraction

- **Modèles empiriques :** (aussi appelés modèles de boîte noire ou modèles d'entrée-sortie)Généralement ces modèles décrivent mathématiquement les processus hydrologiques qui relient les données d'entrée et de sortie (Nor et al. 2007). Dans ce contexte il faut comprend que ces modèles n'aident pas à la compréhension des processus physique (Chong-yu 2002) puisqu'ils contiennent des paramètres avec peu de signification physique directe. Ces modèles dépendent fortement a la qualité des données d'entrées (Kokkonen et al. 2001) et sont mieux utilisables lorsque le bassin versant est non jaugés ou bien lorsque d'autre résultats tels que les distributions des valeurs de ruissellement en amont et en aval ne sont pas nécessaire.

- **Modèles conceptuels (Modèles de boîte grise)** : Ils ont généralement une structure intermédiaire entre les modèles empiriques et physiques puisqu'ils sont basés sur des équations simplifiées du processus hydrologiques physiques et sur le stockage en réservoirs d'humidités. Ces réservoirs sont interconnectés suivant une dimension verticale pour représenter plusieurs niveaux de stockage. Les modèles conceptuels ont popularité très importante dans le domaine de la modélisation hydrologique est c'est due principalement aux leurs simplicité et peuvent être utilisés aussi lorsque le temps de calcul et les caractéristiques du bassin versant ne sont pas bien détaillées.
- **Modèles physiques (modèles de boîte blanche) :** se sont des modèles qui permettant une représentation logique et réaliste du système réel puisqu'ils prennent en considération les variations spatiales et temporelles des bassins versants, et incluent des équations basées sur la physique pour une meilleur compréhension des processus hydrologiques (Vaze et al. 2012). Les équations utilisées pour la représentation physique de la réponse hydrologique sont : les équations du bilan hydrique, la dynamique et la cinématique, conservation de la masse et de l'énergie. Généralement ces modèles nécessitent une quantité des données importante pour les exécuter ce qui constitue l'un des inconvénients qui limitent leurs utilisations par les modélisateurs et c'est confirmé par l'étude faite par Uhlenbrook en 2004.

1.3. Classification selon la discrétisation spatiale

- **Modèles globaux :** sont des modèles qui considèrent le bassin versant comme une entité homogène et ne tiennent pas compte de la variabilité spatiale au sein de la zone ciblée pour une modélisation. En général, ces modèles utilisent des valeurs moyennes telles que des quantités uniformes de précipitations et un stockage moyen des sols dans le bassin versant (Beven 2012; Rinsema 2014).
- **Modèles semi-distribués** : sont intermédiaires entre les modèles distribués et les modèles globaux puisqu'ils calculent les contributions de débits provenant de chaque sous-bassin ou sous-zone séparée qui est considérée comme homogène en leur sein. Généralement pour la subdivision du bassin versant en sous-bassins ou sous-zones, les modèles semi-distribués utilisent soit le type de sol, soit la couverture végétale, soit la pente soit une combinaison entre ces facteurs pour créer des unités de réponse hydraulique (Beven 2012; Devia et al. 2015).
- **Modèles distribués :** sont les plus complexes par rapport aux modèles mentionnés ci-dessus puisqu'ils prennent en compte l'hétérogénéité spatiale des données d'entrées et de

paramètres. Ces modèles exigent une quantité importante des données, parmi ces données on peut citer le modèle numérique d'élévation, des images de l'utilisation des terres et du type de sol, etc. Le besoin élevé en données des modèles distribués et le long temps de calcul nécessaire pour effectuer une simulation sont des facteurs limitant leurs utilisations par les modélisateurs.

2. Différentes approches de modélisation

En fonction des objectifs visés par une étude, la modélisation hydrologique d'un bassin versant peut être réalisée selon une approche événementielle ou une approche continue:

1.1 Approche événementielle

Cette approche est principalement basée sur l'utilisation de modèles pluie-débit pour simuler les débits lors d'un épisode pluvieux. Généralement, ces modèles utilisent des données avec un pas de discrétisation temporelle horaire et infra-horaire. L'approche événementielle nécessite la détermination des conditions climatiques antérieures afin que le modèle puisse déterminer l'état de saturation du sol qui influence fortement la quantité d'eau de ruissellement.

1.2 Approche continue

Cette approche nécessite de longues séries de données et peut également être utilisée pour les périodes d'étiages, contrairement à l'approche événementielle, qui ne devient importante que lors d'un événement pluvieux. Pour la détermination de la quantité d'eau qui contribue au ruissellement, les modèles hydrologiques continus nécessitent des variables climatiques telles que les précipitations, l'évapotranspiration, la température, etc.

3. Procédures de modélisation

Pour l'implémentation d'un modèle hydrologique, il est nécessaire de respecter certaines étapes essentielles qui sont successivement les suivantes :

3.1. Sélection du modéle

Le choix du modèle hydrologique est étroitement lié à l'objectif prévu de l'étude, aux caractéristiques (pas de temps et longueur des séries de données) et au type de données disponibles, ainsi qu'à l'hétérogénéité de la zone d'étude, etc. Le choix du modèle est une étape cruciale pour les modélisateurs car il influence fortement la qualité des résultats obtenus dans la phase finale de l'étude.

En outre, les processus hydrologiques dominants dans une zone d'étude doivent être représentés ou formalisés mathématiquement par le modèle choisi pour une meilleure description de leur comportement.

Des erreurs sont parfois rencontrées dans la manipulation des modèles hydrologiques et sont étroitement liées à des malentendus ou à des hypothèses implicites dans les procédures de développement des modèles. Dans ce contexte, il est important de comprendre l'importance de la collaboration entre les spécialistes de différents domaines tels que les hydrologues de surface, les hydrogéologues, les écologistes, etc.

La structure et les paramètres du modèle pluie-débit sélectionné sont les principaux facteurs qui influencent l'utilisation de la modélisation hydrologique pour la gestion des ressources en eau et la quantification des impacts du changement climatique sur ces ressources(Mendoza et al. 2015).

3.2. Analyse de sensibilité

Le principe général de l'analyse de sensibilité consiste à identifier les paramètres les plus sensibles qui influencent l'allure générale de l'hydrogramme simulé et à isoler l'effet de certains paramètres. Les valeurs par défaut des paramètres sont modifiées à l'intérieur des plages de ces paramètres pour déterminer quels paramètres influencent les résultats finaux (Beven 2012).

L'analyse de sensibilité est nécessaire pour la modélisation hydrologique, en particulier lorsqu'on utilise des modèles pluie-débit avec un grand nombre de paramètres (sur-paramétrage des modèles). Il est alors nécessaire d'identifier les paramètres qui produisent des changements significatifs dans la performance du modèle et de concentrer les efforts sur ces paramètres et de reléguer les paramètres non sensibles à un rôle secondaire (Surfleet et al. 2012).

3.3. Calibration

La calibration du modèle est une étape essentielle qui intervient après la sélection du modèle et qui consiste à rechercher les paramètres qui permettent de reproduire au mieux le comportement du système étudié (bassin versant en hydrologie). L'étape de calibration commence par la modification des valeurs par défaut données par le modèle jusqu'à l'obtention des paramètres optimaux qui donnent moins d'écart entre les valeurs observées dans le système (débits observés) et celles calculées(Grusson 2016).

En général, l'identification des paramètres optimaux d'un modèle peut se faire automatiquement par l'optimisation mathématique fournie par ce modèle ou manuellement par la technique d'essai et d'erreur, car il est difficile de mesurer ou de faire des estimations préliminaires de ces paramètres.

3.4. Validation

La phase de validation consiste à quantifier la robustesse du modèle hydrologique sur le bassin versant cible par l'utilisation d'un autre jeu de données non utilisé lors de la phase de calibration. Un modèle est dit applicable lorsque les résultats obtenus lors de la validation sont acceptables même si aucune des paramètres prédéfinies lors de la calibration n'a changé (Henriksen et al. 2003).

La validation des modèles est une étape nécessaire pour réaliser une modélisation hydrologique efficace, généralement la procédure de validation vient après l'étape de calibration pour vérifier l'adaptation des modèles aux contextes étudiés. En 1986, Klemeš a proposé plusieurs types de tests pour réaliser la validation des modèles hydrologiques, ces types sont décrits comme suit :

- **Le test du split sample** (SS) : Ce test consiste à subdiviser la période d'observation en deux parties égales (50% / 50%), la première partie devant être utilisée pour la calibration, tandis que la seconde reste utilisable pour la validation, et le modèle est dit valide dans un contexte donné si les résultats de validation sont acceptables.

Dans le cas où les données disponibles ne sont pas assez longues pour les subdiviser en deux parties égales, il existe une autre méthode pour effectuer une modélisation efficace, cette opération a consisté à faire la modélisation en deux étapes, comme il est montré dans les paragraphes suivants :

1. La première étape : le modélisateur doit subdiviser la période disponible de telle sorte que la calibration constitue 70% des données tandis que la validation en constitue 30% ;
2. La deuxième étape : généralement, cette étape va dans le sens inverse de la première étape, c'est-à-dire que la partie calibration constitue 30% des données, tandis que les 70% restants des données sont utilisables pour la validation du modèle.

⇨ En général, le modèle est considéré comme applicable et répondant aux caractéristiques du contexte dans lequel il est utilisé, lorsque les résultats de la validation dans les deux parties mentionnées ci-dessus sont significatifs et presque similaires.

- **Le test du différentiel split-sample (DSS)** : le principe général de ce test est de tester l'applicabilité du modèle dans différentes conditions climatiques, à titre d'exemple, la calibration du modèle peut être réalisée en utilisant des données disponibles dans une période humide, et pour valider le modèle il est nécessaire d'utiliser d'autres données enregistrées dans une période avec une condition climatique différente de celle avec laquelle le modèle a été identifié (par exemple des données disponibles dans une période sèche) et inversement.
- **Le test du Proxy-Bassin (PB) :** Pour appliquer ce test dans un modèle hydrologique, le modélisateur doit disposer de données provenant de deux bassins différents, puis les données du premier bassin sont utilisées pour une calibration tandis que la validation est effectuée dans le second bassin restant et vice versa.
- **Le test du Proxy-basin differential split-sample (PB DSS) :** Comme son nom l'indique, ce test utilise la somme des principes des deux derniers tests mentionnés ci-dessus (DSS et PB), et pour comprendre ce test, on considère deux bassins indépendants l'un de l'autre (par exemple le bassin 1 et le bassin 2) et dans chaque bassin il y a des données enregistrées pendant des conditions climatiques différentes c'est-à-dire que les données sont disponibles par exemple sur une période humide que l'on peut noter par "h" et sur une période sèche que l'on peut noter par "s", alors pour appliquer ce test il faut d'abord calibrer le modèle sur "bassin1,h" et ensuite le valider sur "bassin2.s" ; ensuite il faut aussi calibrer le modèle sur "bassin2,h" et enfin faire une validation sur "bassin1.s". On peut dire que le modèle simule bien le comportement des bassins versants, si les résultats de deux validations sont satisfaisants et que le contraste entre eux est faible.

3.5. Evaluation de performance

Généralement, les observations visuelles des résultats obtenus après la calibration ou la validation d'un modèle sont insuffisantes et pour cette raison, il est nécessaire de quantifier la performance des modèles par l'utilisation d'une ou plusieurs fonctions objectives. Le principe général de cette méthode est de maximiser ou minimiser ces fonctions objectives jusqu'à l'obtention de valeurs satisfaisantes qui reflètent la capacité du modèle à reproduire les débits à l'exutoire du bassin versant.

En général, les critères de performance les plus utilisés dans le domaine de la modélisation hydrologique sont : Coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE), Coefficient de détermination (R^2), Erreur quadratique moyenne (RMSE), Pourcentage de biais (PBIAS).

4. Critères du choix des modèles pluie-débits utilisés

Le choix des modèles hydrologiques les plus convenables constitue une étape cruciale durant l'élaboration d'une modélisation hydrologique dans un bassin versant avec des caractéristiques particulières (Exp : Caractéristiques climatiques, hydrologiques, hydrogéologiques, géomorphologiques, etc.). Egalement il faut noter que le choix du modèle hydrologique influence sur la performance des résultats. Il est souhaitable que le modèle choisis doit être caractérisé par des paramètres identifiables et permet une représentation réaliste du système et une prévision exacte (Fenicia et al. 2010).

En général, le choix d'un modèle hydrologique est basé sur quatre éléments principaux qui sont les suivants :

- *Les objectifs de l'étude hydrologique* : dans ce cas, le choix du modèle est basé sur la simplification ou la négligence de quelques paramètres durant la modélisation;
- *La superficie et la nature de la zone d'étude :* en fonction de ces éléments il faut choisir des modèles adaptables avec les caractéristiques générales de la zone ciblée pour la réalisation de l'étude surtout en ce qui concerne la discrétisation spatiale des modèles hydrologiques.
- *Disponibilité de données* : certaines modèles sont fiable et donnent des résultats performants mais la disponibilité des données nous contrainte à ne pas les utiliser;
- *Nature de modèle* : la robustesse, la simplicité, le nombre des paramètres, et le coût sont des facteurs qui influencent aussi le choix de modèle.

Dans cette étude, le choix des plateformes a été fait sur la base des critères suivants:

- **Atelier Hydrologique Spatialisé (ATHYS)**: La complexité du type de zone et la grande superficie sur laquelle nous nous concentrons, nécessite l'utilisation d'un modèle distribué et c'est le cas pour l'ATHYS. Dans ce travail, nous essayons non seulement de reproduire au mieux les hydrogrammes de crue, mais aussi de maximiser un critère de qualité de simulation dans la zone d'étude et aussi de reproduire les différentes composantes de l'écoulement de manière aussi réaliste que possible et de les rendre disponibles. Le choix de ce modèle hydrologique est également justifié par le fait que ce modèle nous permet d'analyser les différents types d'écoulement (écoulement de surface, écoulement profond,

écoulement ponctuel et écoulement de base), et pour une meilleure analyse de ces caractéristiques, les modèles conceptuels distribués sont préférables (Kampf and Burges 2007).

Plus précisément, le choix du modèle hydrologique ATHYS est effectué en fonction des éléments suivants :

- **L'importance de la superficie du bassin et la diversité des reliefs, le type de sols et leur occupation** : le bassin versant du Haut Sebou a une superficie de 4677 km² et se caractérise également par une grande diversité de reliefs qui nécessite l'utilisation d'un modèle distribué, ce principe est combiné avec une spatialisation des données pluviométriques, qui permet sur de grands bassins versants comme le nôtre de prendre en compte la variation spatiale des intensités de précipitations.

- **Les objectifs de l'étude hydrologique** : L'objectif de cette étude est la prévision des crues, il est donc nécessaire d'utiliser un logiciel qui fonctionne à la fois avec le pas de temps journalier et horaire et c'est le cas d'ATHYS, pour faire bien sûr la modélisation en mode continu et en mode événementiel. Egalement, ce modèle a été comparé avec d'autre modèles qui sont respectivement conceptuel semi-distribué (SWAT) et conceptuel globale (GR4J) pour tester l'influence de la discrétisation spatiale sur les simulations.

- **Disponibilité des données** : La disponibilité des données nous oblige toujours à utiliser certains modèles ; parfois, il est très difficile de trouver des données, en particulier avec un pas de temps horaire, pour l'élaboration d'une modélisation événementielle, de sorte que les utilisateurs sont orientés vers l'utilisation de plateformes utilisant des données journalière comme entrées. Pour notre cas, les données sont disponibles par pas de temps journaliers et horaires malgré l'existence de lacunes dans ces derniers, et après plusieurs analyses et l'utilisation de méthodes comblant ces lacunes telles que les méthodes d'interpolation linéaire et d'extrapolation, les données deviennent de plus en plus représentatives.

- **Nature du modèle** : le choix de la plate-forme ATHYS est basé sur sa robustesse et son applicabilité aux régions méditerranéennes semi-arides, mais comme la plupart des modèles, ATHYS présente certains inconvénients tels que le temps écoulé pour exécuter le modèle et obtenir les résultats simulés, de sorte que l'utilisateur a vraiment besoin de beaucoup de temps pour calibrer un épisode pluvieux, surtout dans le cas d'un calibrage manuel.

➢ **Soil and Water Assessment Tool (SWAT)**: Ce modèle est considéré comme l'un des modèles les plus développés dans le monde de la modélisation et cela est confirmé par des études récentes dans différentes régions et différents climats (Exp: Sith and Nadaoka 2017; Abdelwahab et al. 2018; Jimeno-Sáez et al. 2018; Malagò et al. 2018; Chen et al. 2019; Nguyen et al. 2019; Rajib et al. 2020). La diversité du bassin marocain en termes d'utilisation des terres, de type de sol et de pente est un facteur principal qui nous a incités à utiliser ce modèle semi-distribué. Le deuxième critère de choix de ce modèle est également l'étude comparative entre les modèles qui sont différents en termes de spatialisation.

➢ **Génie Rural à 4 paramètres Journalier (GR4J)**: il s'agit d'un modèle conceptuel global qui considère le bassin comme une entité homogène, et c'est le principal critère de leur choix puisque l'objectif d'une partie de cette étude est de tester l'influence du non prise en compte de la variabilité spatiale des processus hydrologiques sur la qualité des résultats.

➢ **Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (HBV modèle-A)**: Le choix du modèle conceptuel HBV est basé sur plusieurs raisons, parmi lesquelles : leur faible exigence en ce qui concerne les données utilisées comme entrée, et le modèle donne des résultats très efficaces dans les zones méditerranéennes (Perrin 2000b; Ouachani et al. 2007). De plus, ce modèle peut simuler de longues séries de données et ceci est en bon accord avec la problématique d'une partie de cette étude qui consiste à modéliser les trois bassins versants méditerranéens sur de longues périodes.

5. La plateforme ATHYS

3.1. Description d'ATHYS

L'Atelier Hydrologique Spatialisé "ATHYS": Est une plateforme qui regroupe un ensemble de modèles hydrologiques spatialisés associés au traitement de données hydro-climatiques et géographiques. Ce logiciel se prête à diverses applications : gestion des ressources en eau, prévision d'événements extrêmes, études d'impact liées à des modifications anthropiques ou climatiques. Il se compose de quatre modules (Fig. 10) :

- **MERCEDES** (Maillage Elémentaire Régulier Carré pour l'Etude des Ecoulements Superficiels) : est un module conceptuel spatialisé fonctionnant sur la base de mailles carrées régulières, pour représenter le débit superficiel à partir de la connaissance des principaux facteurs qui peuvent influencer le débit tel que les reliefs(Bouvier et al. 1994). Ce module peut également être utilisé pour calculer les quantités de précipitations produites par chaque maille à chaque pas de temps en utilisant la

méthode de Thiessen, et ces contributions sont acheminées directement à l'exutoire du bassin versant en utilisant un modèle de routage (Lhomme et al. 2004).

- **VISHYR** (Visualisation des données Hydrologiques) : C'est un module utilisé pour la conversion, la visualisation ainsi que le traitement des données hydro-climatiques avant utilisation dans MERCEDES.
- **VICAIR** (Visualisation des Cartes et Images Raster) : Ce module est généralement utilisé pour superposer des cartes et ensuite pour vérifier leur cohérence (Bouvier and Delclaux 1996). Ce module peut également être utilisé pour effectuer d'autres opérations telles que la correction de fichiers MNE en éliminant certaines dépressions et boucles dans le fichier original, et la conversion de formats de modèles numériques d'élévation et la création de fichiers de drainage qui permettent à l'utilisateur de délimiter le bassin et aussi de reconnaître la spatialisation du réseau hydrographique dans le bassin versant considéré.
- **SPATIAL :** Plate-forme d'interpolation spatiale (en cours de développement).



Figure 10: Interface principale d'ATHYS et de ses 4 modules (source : IRD)

Généralement, le couplage de modèles hydrologiques distribués avec le SIG peut permettre le traitement de données spatiales telles que les modèles numériques d'élévation et aussi une multitude de cartes géomorphologiques, afin d'offrir une utilisation très efficace des données spatialement distribuées et pour mieux analyser finalement les processus hydrologiques des zones étudiées (Orlandini and Rosso 1996). L'intérêt principal de la plateforme ATHYS est la possibilité de spatialiser la transformation de pluie en débit. En effet, le modèle utilise un modèle numérique d'élévation (MNE) comme entrée pour calculer l'écoulement maille par maille. Ce principe est combiné à une spatialisation des données pluviométriques, qui permet

aux grands bassins versants de prendre en compte la variation spatiale des intensités pluviométriques.

3.2. Choix du modèle de production et de transfert

Le modèle ATHYS, comme la plupart des modèles hydrologiques, permet de transformer la série de données climatiques «précipitations» en ruissèlement, en suivant deux parties essentielles pour décrire au mieux le flux d'eau vers l'exutoire du bassin versant:

3.2.1. La fonction de production “SCS-CN”

Le modèle hydrologique "ATHYS" est un modèle distribué, tandis que la fonction de production permet de déterminer la quantité d'eau qui va contribuer au ruissellement maille par maille, en prenant en compte les fractions d'eau stockées dans les réservoirs de surface qu'ils soient naturels ou artificiels (lacs, barrages, etc.), ou les quantités d'eau perdues par divers phénomènes naturels tels que l'infiltration pour réaliser le stockage de l'eau dans les réservoirs du sol, afin d'obtenir finalement une contribution nette qui participera au ruissèlement du bassin versant. Dans MERCEDES, il y a sept fonctions de production : Réservoir-1, Réservoir-2, Girard, Green-Ampt, Smith-Parlange, Top-Model et SCS-CN.

Le modèle SCS-CN développé par le service de conservation des sols(SCS 1956) a été utilisé dans cette étude. Le choix de ce modèle s'explique par leur tendance à relier la pluviosité nette (la fraction des précipitations qui contribue au ruissellement) à la pluviosité brute (la pluviosité totale qui est tombée dans le bassin versant et qui est mesurée par un ou plusieurs pluviomètres) selon l'équation suivante :

$$\mathbf{P_e = \frac{(Pb - Ia)^2}{(Pb - Ia) + S}} \qquad \mathbf{(20)}$$

Où : Pe : Précipitations nettes au temps t ;

Pb : Précipitations brutes au temps t ;

Ia : pertes survenant au début de l’évènement ;

S : capacité de rétention en eau du sol.

⇨ Tous ces paramètres sont exprimés en **mm**.

Après avoir mené de nombreuses expériences, le Natural ressource conservation service "NRCS" a proposé une relation empirique supplémentaire reliant le prélèvement initial Ia d'un bassin versant à la capacité de rétention d'eau du sol S :

$$\mathbf{Ia = 0.2 * S} \qquad \mathbf{(21)}$$

Ainsi, l'équation devient :

$$\mathbf{Pe = \frac{(Pb-0.25)^2}{Pb+0.85}} \qquad \mathbf{(22)}$$

Le réservoir sol est alimenté par l'eau infiltrée et se vidangé par la percolation vers la nappe profonde, par la reprise évaporatoire et par l'eau exfiltrée renvoyée à l'écoulement gravitaire. Touts ces facteurs son pris en compte par le module MERCEDES et c'est schématisé dans la figure 11.

Durant les périodes de crue, la récupération par évaporation est négligeable par rapport à d'autres processus. La modélisation de ce réservoir prend en compte l'état initial du sol lorsque plusieurs événements pluvieux se produisent.

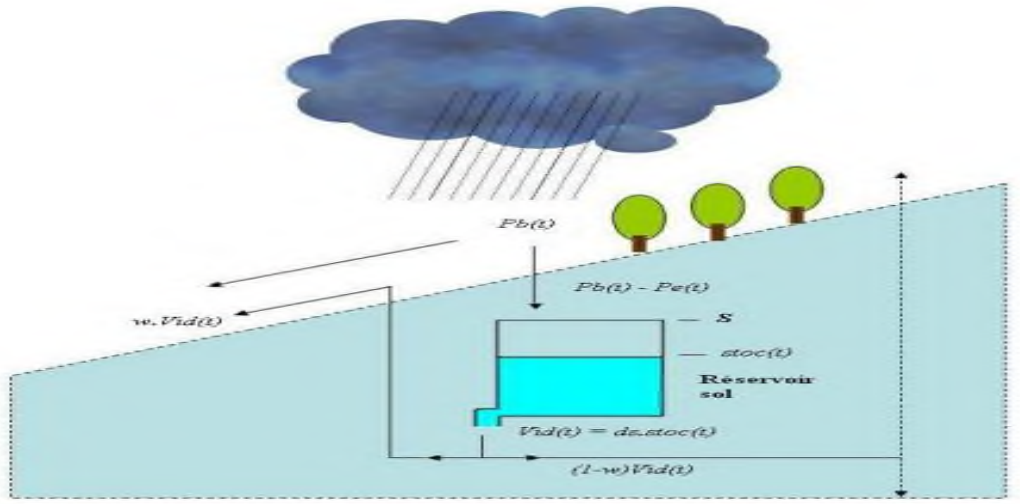


Figure 11: Principe de la fonction de production SCS-CN (source : IRD)

Le modèle SCS-CN sur ATHYS se compose de trois paramètres qui sont les suivants :

- **S** (en mm) : Représente **la rétention maximale du réservoir sol**; et selon Tramblay(2011), ce paramètre peut également être défini comme le manque d'eau initial au début de chaque événement pluvieux. Généralement, cette capacité dépend de nombreuses caractéristiques du sol (hétérogénéité, profondeur, porosité, conductivité hydraulique, etc.).

- **Ds**(en j-1): est **le coefficient de la vidange exponentielle du réservoir sol** (évaporation, percolation, ruissellement hypodermique, etc.). Une valeur de 1 conduit à un taux de vidange journalier de 63% (= 1-exp (-1)) et à un taux de vidange horaire de 4% (= 1-exp (-1/24)). Les valeurs de ce paramètre sont comprises entre 0 (pas de vidange) et ∞ (vidange complète du réservoir).
- **W** (adimensionnelle): **Représente la fraction de drainage qui participe au ruissellement comme exfiltration**.

NB: Pour les pics de crue, le paramètre le plus sensible de la fonction de production est la capacité du réservoir "S", qui influence fortement sur l'aspect général de ces pics, alors que les autres paramètres "ds, et w" sont très peu variables.

3.2.2. La fonction de transfert "Lag and route"

La fonction de transfert de Lag and route a été largement utilisée (Bentura and Michel 1997) car cette fonction joue un rôle important dans la transformation des précipitations en ruissellement, et permet également le transfert de quantités d'eau, déjà déterminées par la fonction de production maille par maille directement à l'exutoire.

Il existe deux modes différents de fonctions de transfert dans MERCEDES :

- Le transfert en mode de **maillage interactif** : le transfert s'effectue d'une maille à l'autre, de l'amont vers l'aval, en tenant compte des contributions des mailles amont et des pertes éventuelles au niveau des lits des rivières. Ce modèle est le modèle d'**onde cinématique**.
- Le transfert en mode de **maillage indépendant** : La contribution de chaque maille est entièrement transférée à l'exutoire sans tenir compte des contributions des mailles voisines et des pertes éventuelles dans les lits des rivières. C'est le modèle **Lag & Route** qui est utilisé dans cette étude.

Habituellement, les critères utilisés pour choisir ce modèle sont principalement leur simplicité lors du calage du modèle, en particulier dans les cas où un calibrage manuel est utilisé pour estimer les paramètres optimaux, et aussi le modèle Lag and Route ne contient que deux paramètres qui sont les suivants :

- **Vo** : C'est la **vitesse maximale atteinte à l'exutoire pendant l'événement**. Exprimée en m / s.

- **Ko** (adimensionnelle): est le paramètre de dépréciation ; les expériences montrent que le paramètre peut donc être empiriquement fixé à $K_0 = 0,7$.

4. Les modèles semi-distribués SWAT et HBV modèle-A

4.1. Description du modèle SWAT

Le SWAT (Soil and Water Assessment Tool) a été développé par Jeff Arnold en 1993 pour l'USDA (United State Department of Agriculture, Agricultural Research Service), C'est un modèle semi-distribué qui subdivise le bassin versant en plusieurs sous-bassins, et qui sont eux même subdivisés en plusieurs HRUs (Hydrologic response units). Généralement les HRUs sont constitués par des combinaisons homogènes de type d'occupation des terres, de pente et de type de sol et ces données sont indispensable pour le fonctionnement du modèle (Gassman et al. 2007). La prise en compte de ces caractéristiques permet une meilleure simulation des processus physiques et par las suite une bonne description du bassin versant ce qui augmente la probabilité d'avoir des résultats pertinents.

Le modèle SWAT exige des données climatiques (Précipitations, températures maximales et minimales, éclairement solaire, humidité relative moyenne, et vitesse moyenne du vent) avec un pas de temps journalier. Pour chaque HRU, les quantités des sédiments ou bien des eaux sont calculés séparément au pas de temps journalière et sont additionnées pour chaque sous-bassin pour obtenir une contribution partielle (Phase terrestre) et par la suite les charges de sous-bassins sont ensuite acheminés à travers les canaux du bassin versant vers l'exutoire pour obtenir la contribution total (Phase de routage).

La Simulation de cycle hydrologique d'un bassin versant par l'implémentation du modèle SWAT est principalement basée sur le bilan hydrique journalier qui est présenté par l'équation suivante:

$$\mathbf{SW_t} = \boldsymbol{SW_0} + \sum_{i=0}^{t}(\boldsymbol{R_{day}} - \boldsymbol{Q_{surf}} - \boldsymbol{E_a} - \boldsymbol{W_{seep}} - \boldsymbol{Q_{gw}}) \qquad \textbf{(23)}$$

Où :

- SW_t : Teneur journalière finale en eau du sol ;
- SW_0 : Teneur initiale en eau du sol au jour i ;
- t : Le temps (jours) ;
- Rday : précipitation au jour i ;

- Qsurf : Ruissellement de surface au jour i ;
- Eα : Evapotranspiration au jour i ;
- Wseep : Eau entrant dans la zone vadose à partir du profil du sol au jour i ;
- Qgw : Débit de retour au jour i.

⇨ **Ces unités sont exprimées en mm H_2O (Neitsch et al. 2005).**

Le modèle SWAT permet la détermination du bilan hydrique sur chaque unité de réponse hydrologique (HRU) par la prise en compte de la complexité du bassin versant (pente, type de sol, et utilisation de terres). Les eaux de précipitation circulent dans différents partie de cycle hydrologique mais l'objectif du modèle SWAT est de calculer les contributions d'eau qui apparaitraient a l'exutoire du bassin (débits simulés) par l'utilisation d'une fonction de production (SCS-CN) et une fonction de transfert (Onde cinématique) et en tenant en compte les quantités d'eau retenus et/ou perdus dans différent parties (aquifère peu profond, aquifère profond, profil du sol, etc.) du bassin versant (Fig. 12). La détermination des différents facteurs qui peuvent influencer sur la quantité d'eau ruisselé est faite par la calibration des paramètres de modèles, cette calibration peut se faire manuellement ou automatique.

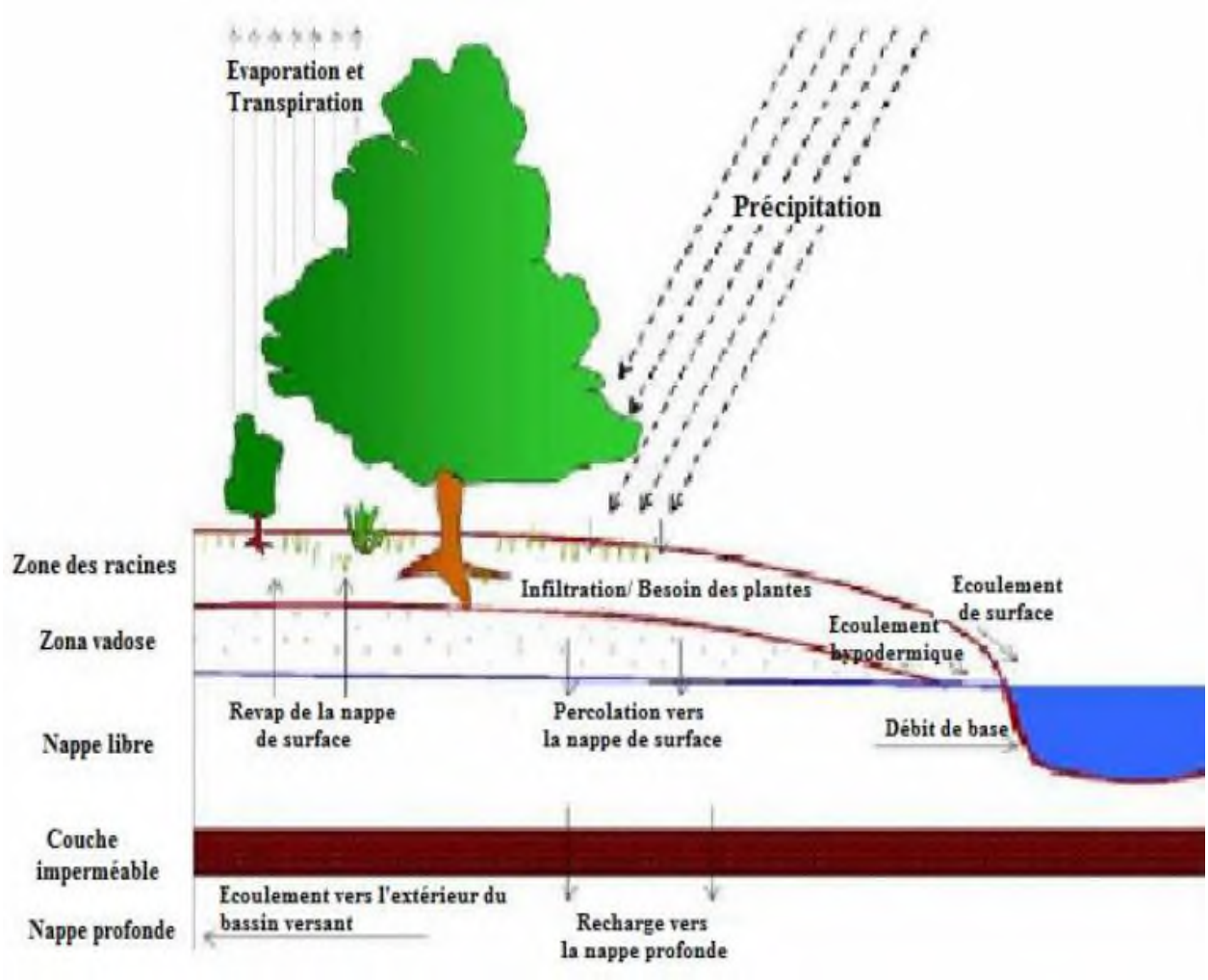


Figure 12: Représentation schématique des processus hydrologiques dans SWAT (Neitsch et al., 2002)

4.1.1. La fonction de production (SCS-CN)

Chaque plateforme contient des équations mathématiques qui permettent la représentation simplifiée du chaque partie de cycle hydrologique. Pour le calcule des volumes du ruissèlement de surface par la plateforme SWAT, la méthode empirique du Curve Number (SCS-CN) de l'USDA(USDA 1972)est utilisés. L'équation descriptive de la méthode des Curve Number s'écrit comme suit :

$$\textbf{Si } R_j > I_j\textbf{: } Q_{surf} = \frac{(R_j - I_j)^2}{(R_j - I_j + S)} = \frac{(R_j - 0.2S)^2}{(R_j + 0.8S)} \textbf{ où } S = 25.4 * \frac{1000}{CN - 10} \quad (24)$$

où

- **Qsurf** : L'excédent cumulé de précipitations (ruissellement), exprimé en mm H2O;
- **Rj** : La profondeur des précipitations pour la journée j, exprimé en mm H2O;

- **Ij** : L'interception du stockage en surface et l'infiltration avant le ruissellement du jour j (abstractions initiales),exprimé en mm H2O;
- **S** : Le paramètre de rétention calculé à partir du CN, exprimé en mm H2O;
- **CN** : Le Curve Number.

Le Curve Number constitue le paramètre le plus important dans la phase de calage, car il permet de déterminer le ruissèlement de surface en fonction des caractéristiques du sol (Type et humidité du sol) et de l'occupation du sol. La valeur de Curve Number est fortement influencée par les conditions d'humidités du sol puisqu'elle augmente pour des sols saturés en eau (Ruissèlement forte) et diminue pour des sols sec ou peu humide (Neitsch et al., 2002).

4.1.2. La fonction de transfert (Onde cinématique)

En général, la modélisation du transfert d'eau dans les cours d'eau peut être effectuée après la détermination du débit (m^3/s) et de la vitesse de l'eau à chaque pas de temps par le modèle grâce à l'utilisation d'une équation de Manning. La détermination du transfert d'eau a chaque point du réseau hydrographique par le SWAT est effectué par la méthode de Muskingum(Conçue par McCarthy en 1938) qui est une dérivation de la théorie d'onde cinématique (Simplification des équations non linéaires de Saint Venant).

Plusieurs processus peuvent influencés le volume d'eau écoulé parmi lesquels on peut cités : l'infiltration dans les lits du cours d'eau, l'alimentation des aquifères, et l'évaporation, etc. L'étude fait par Chow et son équipe en 1988(Chow et al. 1988) montre que la modélisation de volume de stockage d'un tronçon de cours d'eau est basée sur un stockage en prisme et sur un stockage en cheville (Fig. 13).

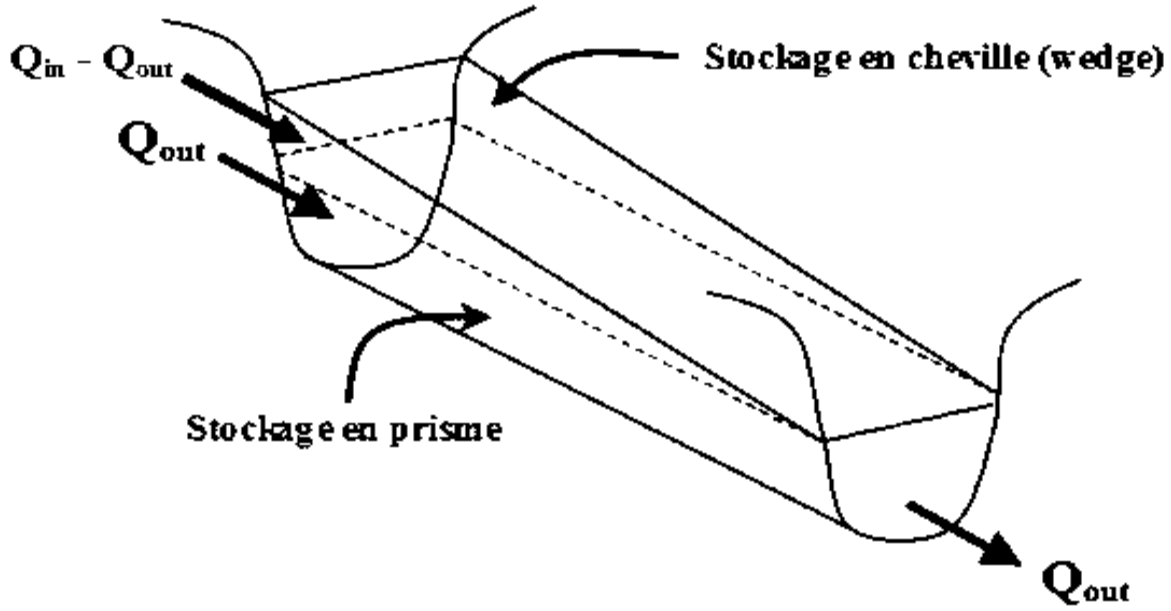


Figure 13: Schématisation du principe général de la méthode Muskingum utilisée pour simuler les écoulements d'une section de cours d'eau dans le SWAT (Chow et al., 1988)

4.2. Description du modèle “HBV modèle-A”

Le modèle conceptuel semi-distribué “HBV modèle-A” représente la version modifiée du modèle hydrologique HBV-IWS (Singh 2010). Depuis le développement du modèle HBV (Bergström 1976) par l'Institut météorologique et hydrologique suédois, plusieurs modifications ont été apportées à ce modèle pour obtenir des versions plus efficaces et applicables dans des contextes climatiques différents. L'Institut pour la gestion des ressources en eau de Hanovre (Allemagne) a apporté des modifications au modèle HBV-IWS en tenant compte de l'utilisation des terres par l'introduction de valeurs de coefficient de culture (Kc) dans le modèle et par l'utilisation de l'évapotranspiration potentielle (PE) comme entrée du modèle (Wallner et al. 2013).

Le modèle utilise le sous-bassin comme unité de discrétisation spatiale. Cependant, le schéma général du modèle HBV pour un seul sous-bassin (Fig. 14) montre que le modèle prend en compte plusieurs routines, respectivement la routine neige, la routine sol, la routine réponse et enfin une routine de transformation. Dans les contextes considérés pour cette étude, la neige n'est pas un facteur dominant dans la genèse des débits (Tzoraki et al. 2014; Qadem 2015; Duque and Vázquez 2017).

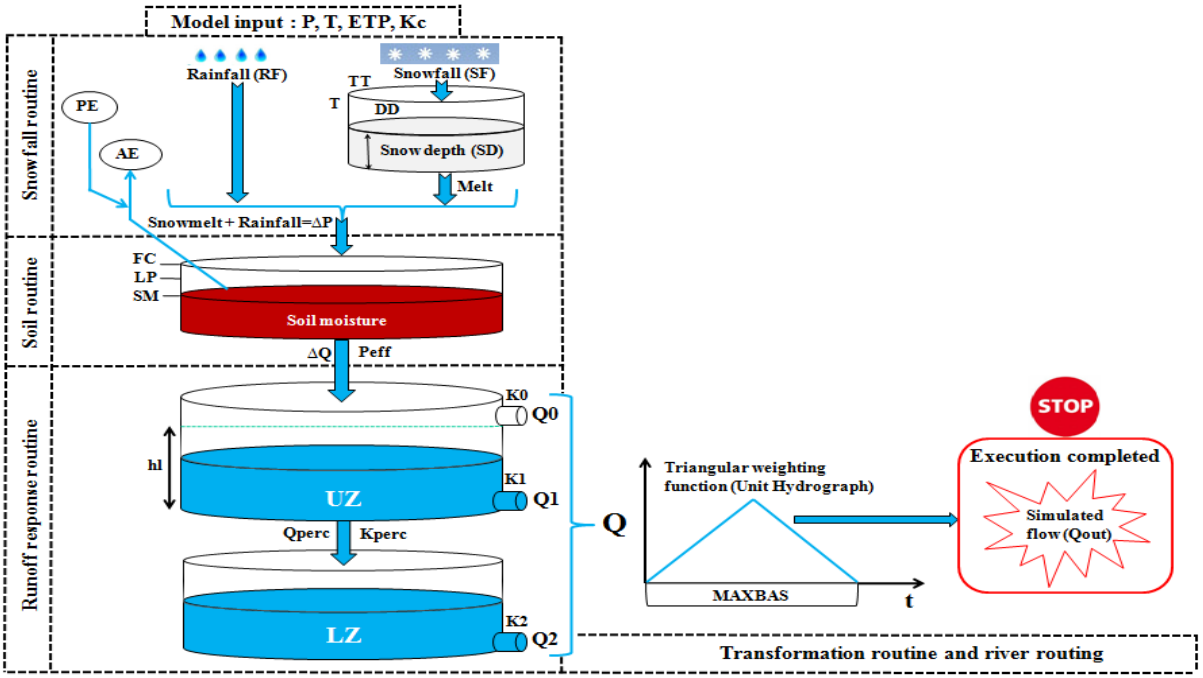


Figure 14: Structure schématique d'un sous-bassin dans le modèle HBV, avec des routines pour la neige (en haut), le sol (au milieu), la réponse (en bas) et la transformation (à droite)

Sur la base de la température réelle (T) et de la température seuil (TT), la routine de la neige subdivise les précipitations réelles (P) en neige (SF) et en pluie (RF). La somme de la fonte des neiges et des précipitations (ΔP) est également divisée en eau remplissant la boîte au sol (SM) et en rechargeant les réservoirs souterrains (UZ et LZ) selon la relation entre la capacité maximale de la boîte au sol (Fc) et sa teneur en eau (SM). Lorsque la SM/FC est supérieure à la limite d'évapotranspiration potentielle (LP), l'évapotranspiration réelle (AE) de la boîte de sol est égale à l'évapotranspiration potentielle (PE). Et lorsque la SM/FC est inférieure à la LP, une quantité d'eau est ajoutée au réservoir supérieur (UZ). La quantité de neige fondue par jour provenant de la profondeur de neige stockée (SD) est contrôlée par un facteur de jour (dd), et ceci est décrit par les équations 25 et 26. Dans le cas des précipitations, le facteur de fonte de la neige mouillée (wsmf) indique une fonte de la neige très rapide.

$$MELT = DD.\,(T - CrT),\ If\ (T > CrT) \qquad (25)$$

$$DD = Dew + k.P \qquad (26)$$

Où :

MELT : Quantité de neige fondue ;

DD : Facteur degré-jour ;

P : Profondeur des précipitations quotidiennes ;

T : Température moyenne quotidienne de l'air ;

CrT : Température seuil de déclenchement de la fonte des neiges ;

Dew : Relation précipitations/dégrés-jours ;

K : nombre positif.

La routine du sol contient également un module qui calcule le ruissellement contributif (ΔQ). L'équation 9 montre que la pluie efficace responsable de l'occurrence du ruissellement (ΔQ) dépend de la teneur réelle en humidité du sol (SM), de la capacité maximale de stockage du sol (fc), de la somme de la fonte des neiges et des précipitations (ΔP), et enfin d'un paramètre du modèle (coefficient de forme) (β).

$$\mathbf{Peff} = (\mathbf{SM/FC})^{\beta} \cdot \mathbf{P} + \mathbf{MELT} \qquad (27)$$

Dans la routine de réponse, plusieurs variables sont déterminées et qui sont successivement : le débit proche de la surface (Q0), le débit intermédiaire (Q1), le débit de base (Q2), la teneur en eau réelle du réservoir supérieur (UZ), et la teneur en eau réelle du réservoir inférieur (LZ). En général, un débit de surface (Q0) est produit lorsque la valeur seuil (hl) est inférieure à la teneur en eau dans la boîte à eau supérieure. Le paramètre Qperc détermine la contribution de l'eau entre la boîte d'eau souterraine supérieure et inférieure.

Les quatre équations énumérées ci-dessous décrivent la relation entre chaque débit sortant (Q0, Q1, Q2, Qperc) et leurs coefficients de stockage (K0, k1, k2, Kperc), ainsi que la teneur réelle en eau dans les réservoirs supérieur et inférieur.

$$\mathbf{Q0 = K0 \,.\, (UZ - hl)} \qquad (28)$$

$$\mathbf{Q1 = K1 \,.\, UZ} \qquad (29)$$

$$\mathbf{Q2 = K2 \,.\, LZ} \qquad (30)$$

$$\mathbf{Qperc = Kperc \,.\, UZ} \qquad (31)$$

Les débits sortants des réservoirs supérieur et inférieur (Q0, Q1, Q2) sont additionnés pour obtenir le débit global Q (Eq. 32). Ce débit est ensuite transformé par une fonction de pondération triangulaire (hydrogramme unitaire) qui dépend d'un paramètre libre (MAXBAS) pour obtenir finalement le débit simulé comme sortie du modèle.

$$Q = g(t; MAXBAS) \cdot (Q0 + Q1 + Q2) \qquad (32)$$

5. Le modèle global GR4J

5.1. Aperçu historique

L'idée générale de la modélisation "GR" a été lancée par Michel en 1983 après l'analyse d'un modèle conceptuel CREC à neuf paramètres (Cormary and Guilbot 1973)du logiciel CEQUEAU, et d'un autre modèle non conceptuel DEJOREG (Michel 1989) qui sont appliqués au bassin expérimental d'Orgeval (104 km²). Il a été constaté que ces modèles présentent certaines difficultés au niveau de la mise en œuvre et du calage, c'est-à-dire que certaines fonctions de ces modèles ne réagissent pas dans les conditions pour lesquelles elles ont été créées et perdent automatiquement leur intérêt. L'idée s'est alors développée, partant du modèle le plus élémentaire possible (un seul paramètre lié à un seul réservoir) et ne faisant que compliquer cette architecture pour faire face aux difficultés de reproduire les débits réels et non pour satisfaire des conceptions a priori sur le cycle hydrologique. Cette approche a conduit à un modèle qui se caractérise par une structure très simple, c'est le modèle journalier à deux paramètres GR2J (Michel 1983). Ce dernier a fait l'objet de plusieurs améliorations pour le simplifier au maximum et en accroître ensuite l'utilisation par un grand nombre d'utilisateurs dans le monde entier. La première version améliorée à trois paramètres "GR3J" a été proposée par (Edijatno and Michel 1989), puis par (Edijatno 1991). Plusieurs versions de modèles GR à quatre paramètres ont également été proposées après quelques reformulations mathématiques effectuées successivement par (Nascimento 1995), Rakem 1999, Perrin (2000), Perrin (2002), et enfin par Perrin et al. (2003).

5.2. Objectives de développement

La modélisation du processus de ruissellement des eaux de pluie est indispensable pour des nombreuses applications telles que le dimensionnement et la gestion des ouvrages, la prévision des crues et des basses eaux, et aussi la détection des impacts, etc. Pour répondre à ces questions, plusieurs études ont faites par le Cemagref afin de développer des modèles hydrologiques (Génie Rural - GR) au début des années 1980 (Michel, 1983). Généralement ces modèles ont une importance primordiale en ce qui concerne la reproduction et/ou la prévision des débits à l'exutoire de bassin versant. Egalement a noté que l'avancement de l'informatique a permis d'améliorer les modèles de la Génie Rural par l'intégration de quelques équations de cycle hydrologique et ainsi par la réduction de nombre des paramètres de calage afin de faciliter la simulation des débits.

5.3. Principales caractéristiques

Les modèles hydrologiques GR comme la plupart des modèles pluie-débits, sont des représentations grossières d'un système réel complexe, et on peut les caractériser selon les trois niveaux suivants :

- **Au niveau des processus** : les modèles GR ne prenants pas en considération la variabilité spatiale des processus hydrologique de bassins versants c.-à-d. considèrent les bassins comme entité homogène et automatiquement ne faisant le lien avec les principaux processus qui influencent le ruissèlement tels que les reliefs, la couverture de sol, type de sol, etc.
- **Au niveau de l'espace** : touts les modèles GR développés jusqu'à aujourd'hui sont globaux. Ça bien sûr ne nous donne pas le droit de dire que le Cemagref a n'a pas pensé à élaborer une modélisation GR discrétisé, effectivement ce dernier fais plusieurs essais d'une modélisation hydrologique distribué mais les résultats obtenus étaient généralement non performants, et c'est en bon accord avec le travail de Charles Perrin fait en 2007 (Perrin et al. 2007).
- **Au niveau du temps** : depuis l'apparition de la modélisation GR plusieurs modèles hydrologique GR ont été conçus avec des pas de temps de fonctionnement différents pour répondre aux plusieurs besoins concernant le domaine de la gestion des ressources en eau. A noter que l'avantage de ces modèles GR c'est que on peut les utiliser même si on ne dispose pas des données hydroclimatiques avec un pas de temps très court, c.-à-d. on peut faire une modélisation hydrologique même si les données sont disponibles avec un pas de temps journalier (GR4J), mensuel (GR2M), et également annuel (GR1A). Très récemment, le Cemagref a réalisé une adaptation de modèle GR4J à un modèle qui fonctionne avec pas de temps horaire (GR4H), mais ce modèle se caractérise par un temps de calcule lent, et c'est tout a fait normal puisque si on diminue le pas de temps du modèle le temps de calcul augmente (Voir Coron et al. 2017).

5.4. Description du modèle GR4J

Le modèle GR4J est un modèle de transformation de précipitations en débits à quatre paramètres (Perrin 2002). La version utilisée a été développée par Perrin en 2002 et améliorée par Perrin et son équipe en 2003.

Le modèle GR4J est caractérisé par une structure avec deux réservoirs associés (Fig. 15), le premier réservoir est un réservoir de production et le second est un réservoir de routage, ces derniers sont connectés par des hydrogrammes unitaires (SH1 et SH2) pour obtenir finalement un débit simulé (exprimé en mm) comme sortie du modèle. Ce modèle permet également de surveiller l'état d'humidité du bassin afin de prendre en compte les conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement continu(Perrin et al. 2007).

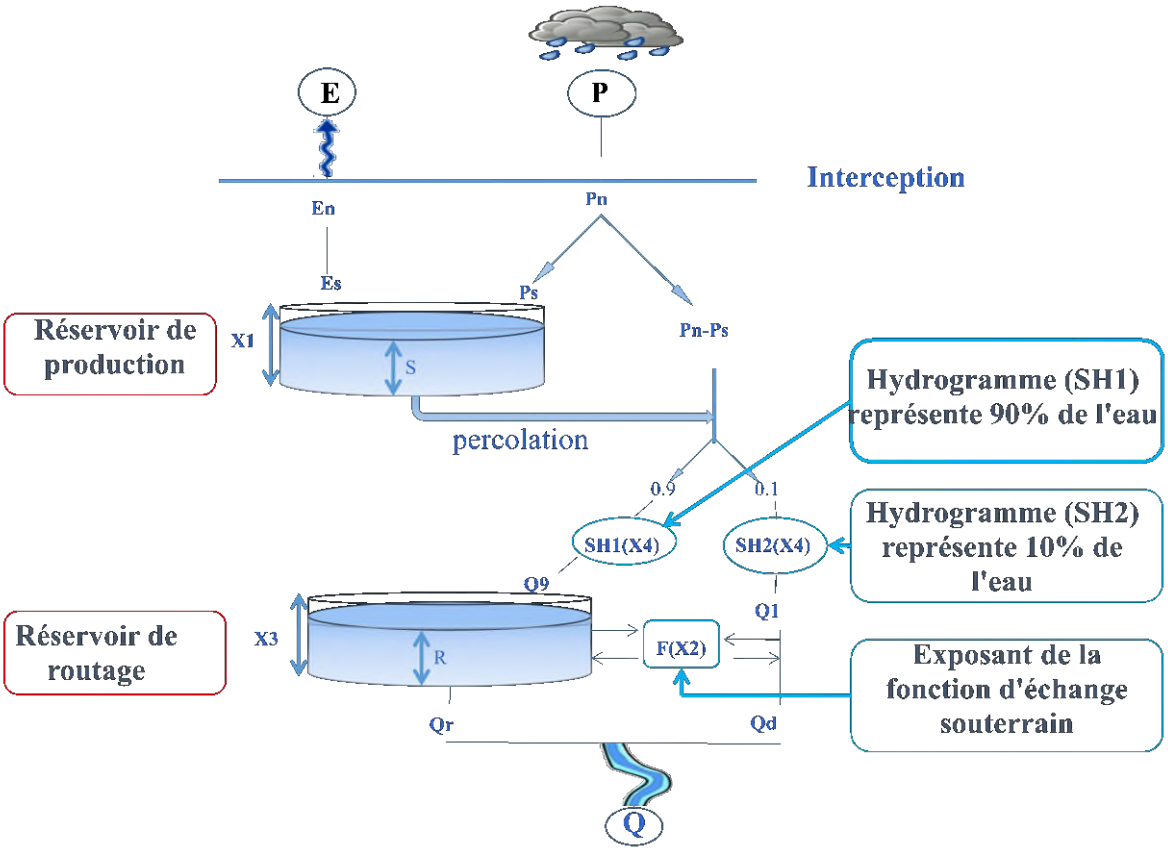


Figure 15: Schéma de structure de la nouvelle version du modèle GR4J

Le modèle GR4J est un modèle global avec quatre paramètres qui sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau 10: Les paramètres de GR4J et leurs Fourchettes (Perrin et al., 2003)

Paramètre	Description	Unités	Valeur par défaut	MAX	MIN
X1	Capacité maximale du réservoir de production	Mm	320	1200	100
X2	Coefficient de la fonction d'échange souterrain	Mm	2.4	3	-5
X3	Capacité maximale du réservoir de routage	Mm	69.6	300	20
X4	Temps de base de l'hydrogramme unitaire	Jours	1.4	2.9	1.1

N.B : - Données d'entrée : précipitations quotidiennes et évapotranspiration (mm / j) ;

- Données produites : débit journalier moyen (mm / j).

5.5. Description mathématique du modèle GR4J

Selon la structure du schéma (Fig. 15), P est la pluie quotidienne pour un jour donné et E est l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendrier.

- **Interactions pluie-évapotranspiration:**

La pluie brute P du jour j est soumise à l'évapotranspiration E du jour j. Si P>E alors la pluie nette Pn est déterminée par Pn = P-E et En = 0, sinon Pn = 0 et En = E-P

- **Réservoir de production :**

Ce réservoir, caractérisé par sa capacité X1 exprimée en mm, est alimenté par une partie de la pluie. Ses sorties sont la percolation vers les hydrogrammes unitaires et l'évapotranspiration.

- Si à l'entrée du modèle une quantité de pluie arrive : dPn, elle entrera alors dans le réservoir de production :

$$\left[1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2\right] \mathbf{dPn} \qquad \textbf{(33)}$$

- Si Pn> 0, En = 0, la variation du niveau du réservoir de production est alors :

$$dS = \left[1 - \left(\frac{S}{X1}\right)^2\right] \mathbf{dPn} \qquad \textbf{(34)}$$

En intégrant cette expression, on obtient la variable Ps, c'est-à-dire la quantité de pluie qui s'infiltre dans le réservoir :

$$Ps = \frac{Pn\left(1-\left(\frac{S}{X1}\right)^2\right)}{1+\frac{Pn}{X1}\left(1+\frac{S}{X1}\right)} \qquad \textbf{(35)}$$

Cette situation correspond au cas où la pluie neutralise l'évapotranspiration (Pn> 0, En = 0).

Dans le cas où l'évapotranspiration neutralise la pluie, une évapotranspiration élémentaire dEn correspond à une évapotranspiration réelle de :

$$\frac{S}{X1}\left[2-\left(\frac{S}{X1}\right)\right]dEn \qquad (36)$$

Cela correspond à une variation négative du niveau dans le réservoir sol :

$$dS=-\frac{S}{X1}\left[2-\left(\frac{S}{X1}\right)\right]dEn \qquad (37)$$

Après l'intégration :

$$Es=\frac{En\frac{S}{X1}(2-\frac{S}{X1})}{1+\frac{En}{X1}(2-\frac{S}{X1})} \qquad (38)$$

Si les précipitations et l'évapotranspiration sont égales, le niveau du réservoir de production ne varie pas. Cependant, quelles que soient les données précédentes, une percolation se produit dans le réservoir qui va rejoindre le terme Pn-Ps, le niveau du réservoir étant S = S + Ps - Es :

$$Perc=S-\left[S^{-4}+\left(\frac{9}{4}X1\right)^{-4}\right]^{-\frac{1}{4}} \qquad (39)$$

Le niveau final du réservoir de production à la fin de l'étape temporelle est : **S = S-perc**.

- **<u>Les hydrogrammes unitaires :</u>**

L'eau est ensuite propagée par deux hydrogrammes unitaires dépendant d'un seul paramètre X4 exprimé en jour. La première partie, qui représente 90% de l'eau, est traitée avec l'hydrogramme SH1 et est ensuite introduite dans le réservoir de routage.

Dans le jour j, si X4 = j = 0 :

$$SH1(j)=\left(\frac{j}{X4}\right)^{\frac{5}{2}} \qquad (40)$$

Et si, X4< j ➔SH1(j)=1

⇨ **Q9 représente le débit sortant de SH1**

La seconde partie, qui représente 10% de l'eau, est traitée par l'hydrogramme unitaire SH2. L'écoulement de ce hydrogramme contribue directement au débit de la sortie. Au jour j, k

étant la partie entière de X4 et i la partie entière de 2X4; si K= j et j=0, donc K=j=0 et l'équation devient comme suit :

$$\mathbf{SH2(j) = \frac{1}{2}\left(\frac{j}{X4}\right)^{\frac{5}{2}}} \quad \textbf{(41)}$$

- Et si, k < j = i :

$$\mathbf{SH2(j) = 1 - \frac{1}{2}\left(2 - \frac{j}{X4}\right)^{\frac{5}{2}}} \quad \textbf{(42)}$$

- - Et aussi si, j>i, SH2 (j) =1

⇨ **Q1 représente le débit de SH2**

- **Le réservoir de routage :**

Ce réservoir reçoit le débit Q9 et est caractérisé par le paramètre X3, exprimé en mm, qui caractérise sa capacité. En outre, il y a un débit noté F échangé avec les eaux souterraines qui est calculé à partir du paramètre X2. Si X2 est positif, F est une contribution ; sinon, F est une sortie(Mouelhi 2003). Le flux F est égal à :

$$\mathbf{F = X1\left(\frac{R}{X3}\right)^{\frac{7}{2}}} \quad \textbf{(43)}$$

Cet échange concerne non seulement R mais aussi Q1 qui devient :

$$\mathbf{Qd = Max(0, Q1 + F)} \quad \textbf{Et} \quad \boldsymbol{R = Max(e, R + Q9 + F)} \quad \textbf{(44)}$$

Le réservoir se vide ensuite en fonction de son niveau avec un débit Qr :

$$\mathbf{Qr = R - (R^{-4} + X3^{-4})^{-\frac{1}{4}}} \quad \textbf{(45)}$$

Le niveau de ce réservoir à la fin du pas de temps devient alors **R = R-Qr** et le débit à l'exutoire est donc :

$$\boldsymbol{Qex = Qr + Qd} \quad \textbf{(46)}$$

6. Les critères statistiques d'évaluation de performance

Les critères de performance d'un modèle hydrologique peuvent être simples (le rapport entre les volumes d'eau simulés et observés), ou computationnel en général inspirés de méthodes statistiques pour standardiser la comparaison entre le résultat de la simulation ou de la prévision et des observations (Nash 1969).

A partir des pluies, on déduit des estimations de débit que l'on compare avec les débits observés, grâce à des critères appelés fonctions objectives pour faciliter bien sûr l'interprétation des résultats obtenus.

Chaque simulation nécessite une évaluation ; dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre la nécessité d'utiliser des critères mathématiques de performance pour tester la capacité prédictive des modèles. Les résultats obtenus pour les trois bassins versants considérés pour cette étude ont été évalués en utilisant le calcul de quatre critères de performance, qui sont successivement (i) L'efficacité Nash-Sutcliffe (NSE), (ii) l'erreur quadratique moyenne (RMSE), (iii) le pourcentage de biais (PBIAS), (iiii) et le coefficient de détermination (R^2). Ces quatre critères sont caractérisés par des objectifs différents (maximisation de l'NSE et du R^2, minimisation de l'RMSE, et atteinte d'une valeur de zéro pour le PBIAS). Le tableau 11 montre les fourchettes des critères de performance utilisés dans cette étude.

Tableau 11: Intervalles des critères mathématiques de performance et leurs significations sur les simulations

Evaluation de la performance	NSE Intervalle	RMSE Intervalle	PBIAS% Intervalle	R^2Intervalle
Très bonne	0.75<Nash≤1.00	0.00 ≤ RMSE ≤ 0.50	PBIAS < ±10	0.75<R^2≤ 1.00
Bonne	0.65<Nash≤0.75	0.50 < RMSE ≤ 0.60	±10 ≤ PBIAS < ±15	0.60 < R^2≤ 0.75
Satisfaisant	0.50<Nash≤0.65	0.60 < RMSE ≤ 0.70	±15 ≤ PBIAS < ±25	0.50 < R^2≤ 0.60
Insatisfaisant	Nash ≤ 0.50	RMSE > 0.70	PBIAS ≥ ±25	0.00 ≤ R^2≤ 0.50

Source : Adapté de Liew et al. (2003); Fernandez et al. (2005); et Moriasi et al. (2007).

6.1. Le critère Nash-Sutcliffe (NSE)

La première proposition de cette fonction est faite par Nash en 1969 et reprise ensuite par Nash et Sutcliffe en 1970, est la fonction objective la plus couramment utilisée en hydrologie pour évaluer la puissance prédictive des modèles hydrologiques, et reflète également l'image de l'adéquation du modèle hydrologique et de l'ensemble des paramètres calibrés aux bassins étudiés (Kouassi et al. 2013). L'étendue de ce critère varie entre -∞ et 1, et un score de 1 est un score parfait. L'équation générale du critère de Nash-Sutcliffe est la suivante :

$$\mathbf{NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n}(Qobs,i - Qcalc,i)^2}{\sum_{i=1}^{n}(Qobs,i - Qobs,m)^2}} \qquad \mathbf{(47)}$$

⇨ **Où Qobs,i ; Qcalc,i ; Qobs, m sont respectivement les débits observés et simulés sur un pas de temps et la moyenne des débits observés, et n est le nombre de points de données.**

6.2.L’erreur quadratique moyenne (RMSE)

Est une fonction généralement utilisée pour mesurer les différences entre les valeurs prédites par les modèles hydrologiques et les valeurs réelles mesurées dans les stations de mesure. Depuis la proposition de ce critère(Janssen and Heuberger 1995), une multitude d'études ont intégré cette fonction dans l'évaluation des qualités des simulations, notamment dans les domaines du climat et de l'environnement (Willmott and Matsuura 2005). La plage de l'RMSE varie entre 0 (valeur parfaite) et l'infini. Elle est donnée sous la forme :

$$\mathbf{RMSE} = \sqrt{\frac{\mathbf{1}}{\mathbf{n}} \sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} (\mathbf{Qcalc, i} - \mathbf{Qobs, i})^{\mathbf{2}}} \qquad \mathbf{(48)}$$

6.3.Le pourcentage de biais (PBIAS)

L’utilisation de ce critère est essentiellement basée sur la connaissance de la tendance du modèle hydrologique à sous-estimer ou à surestimer les débits modélisés en les comparants aux débits observés. Il varie entre -∞ et +∞, avec une valeur de 0 pour un modèle non biaisé. Des valeurs positives indiquent une sous-estimation des débits simulés par le modèle et des valeurs négatives indiquent une surestimation des débits(Gupta et al. 1999). Ce paramètre est exprimé en % et leur équation descriptive s'écrit comme suit :

$$\mathbf{PBIAS}\ \% = \frac{\sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} (\mathbf{Qobs,i} - \mathbf{Qcalc,i})}{\sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} \mathbf{Q,obs,i}} * \mathbf{100} \qquad \mathbf{(49)}$$

6.4.Le coefficient de détermination (R^2) :

C’est une fonction qui permet de vérifier si la linéarité entre les débits observés et simulés est suffisante ou non. Le critère R^2 varie entre 0 et 1, la valeur de 1 indique que l'observation est identique à la simulation (cas idéal). L'équation mathématique décrivant ce critère est la suivante :

$$\mathbf{R^2} = \frac{\sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} (\mathbf{Qobs,i} - \mathbf{Qobs,m}) . (\mathbf{Qcalc,i} - \mathbf{Qcalc.m})}{\sqrt{\sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} (\mathbf{Qobs,i} - \mathbf{Qobs,m})^{\mathbf{2}}} . \sqrt{\sum_{\mathbf{i=1}}^{\mathbf{n}} (\mathbf{Qcalc,i} - \mathbf{Qcalc.m})^{\mathbf{2}}}} \qquad \mathbf{(50)}$$

7. Conclusion

Depuis l’apparition de la modélisation hydrologique, de nombreux modèles pluie-débits ont été développés pour des objectifs différents. Mais les modèles conceptuels ont une crédibilité très importante et permettent une meilleure représentation des processus hydrologiques dans les bassins versants. Nous avons vu dans ce chapitre faire une description détaillée des quatre modèles conceptuelles (ATHYS, SWAT, HBV modèle-A, et GR4J) choisis pour la réalisation

de la présente étude et nous présentons dans la phase finale les équations mathématiques appliquées pour l'évaluation des résultats de chaque modèle.

Les modèles hydrologiques choisis pour la réalisation de cette étude diffèrent en termes de formulation mathématique ainsi qu'en termes de la discrétisation spatiale. L'utilisation de ces modèles avec ces différences est principalement due au fait de tester leurs influences sur la performance et la fiabilité des résultats et enfin d'identifier les faiblesses et les avantages de chaque modèle. Les conclusions finales peuvent aider les futures études qui visent à améliorer ou à concevoir des modèles hydrologique et à encourager l'implémentation des ces modèles dans des bassins ayant un climat et des caractéristiques similaires.

Chapitre 3 : Traitement et analyse statistique des données hydro-climatique

1. Introduction

Après avoir présenté le contexte physique de l'étude et ces caractéristiques générales, l'objet de ce chapitre est donc le traitement des données hydro-climatiques ainsi que la présentation des différentes stations pluviométriques et hydrométriques de trois bassins versants. L'exploitation et l'analyse approfondie de longues séries de données, notamment les précipitations, la température, l'évapotranspiration et les débits, permettent de tirer certaines conclusions et de comprendre l'impact du climat méditerranéen semi-aride sur le régime hydrologique des trois bassins étudiés.

Dans la plupart des cas, les données obtenues auprès des services compétents sont à l'état brut, ce qui constitue un grand défi, surtout dans les pays en développement. Dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre la nécessité d'un examen critique des données avant de les utiliser et de les traiter. La disponibilité de longues séries de données encourage l'étude des tendances et de l'évolution hydro-climatique dans les trois bassins versants étudiés (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén) grâce à l'utilisation de tests statiques et cartographiques.

2. Présentation des données Hydro-climatiques

Les données utilisées dans cette étude ont été fournies par trois services dans les trois pays considérés, qui sont successivement : le Service météorologique national hellénique en Grèce, la Direction générale de l'eau au Chili, et également le service d'alerte et le réseau de mesure des inondations au Maroc. Il convient également de noter que les données météorologiques de plus de 300 stations chiliennes sont disponibles avec différentes échelles de temps pour différents usages dans le lien suivant : https://agrometeorologia.cl. Les températures maximales et minimales manquantes pour certaines stations ont été téléchargées à partir du lien suivant: https://globalweather.tamu.edu . L'évapotranspiration potentielle (ETP) pour les trois bassins versants étudiés a été calculée en utilisant la formule proposée par Oudin et son équipe en 2005.

2.1. Disponibilité et critiques des données : Homogénéisation et comblements des lacunes

L'étude de tendance des variables climatiques et l'analyse des caractéristiques d'un climat nécessitent un nombre suffisant de stations météorologiques et de longues séries de données,

et c'est le cas du bassin versant marocain qui contient sept stations pluviométriques. Pour les deux autres bassins (Evrotas et Lonquén), ils contiennent deux stations météorologiques avec des données observées sur des chroniques assez longues (Tab. 12).

Tableau 12: Périodes pour lesquelles les enregistrements des précipitations, de la température et de débits journaliers sont disponibles dans les stations météorologiques et de jaugeages des trois bassins versants, et les valeurs de l'évapotranspiration potentielle "ETP" calculés pour toutes les périodes considérées

Bassin versant	Station de mesure	X	Y	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Précipitation (P)	Température (T)	Evapotranspiration potentielle (ETP)	Débit (Q)
							Données disponibles			
Evrotas	Evrotas	5451764	1628521	22.64	36.88	56	1970-2010	1970-2010	1970-2010	1974-2010
	Vivari	5424253	1654224	22.37	37.15	275	1970-2010	1970-2010	1970-2010	-
Haut Sebou	Azzaba	569,650	359,575	-4.6473	33.835	476	1970-2014	1970-2013	1970-2013	1970-2011
	Ain Timedrine	578,900	350,000	-4.5081	33.748	648	1970-2014	1970-2013	1970-2013	-
	Pont M'dez	581,400	341,900	-4.5219	33.6748	736	1970-2014	1970-2013	1970-2013	-
	Ait khabach	557,000	314,800	-4.7868	33.4319	1476	1971-2014	1970-2013	1970-2013	-
	El Mers	593,100	318,620	-4.3981	33.4639	1213	1983-2014	1970-2013	1970-2013	-
	Dar El Hamra	591,500	352,250	-4.4119	33.7673	759	1983-2014	1970-2013	1970-2013	-
	Aguelmam Sidi Ali	537,800	276,000	-4.995	33.0828	2088	1976-2014	1970-2013	1970-2013	-
Lonquén	Lonquén (San Agustin)	706672	5965458	-72.69	-36.43	12	1976-2014	1976-2014	1976-2014	1986-2014
	Coelemu	739480	5972001	-72.33	-36.36	79	1976-2014	1976-2014	1976-2014	-

La faible densité des stations dans les trois bassins versants (Fig. 16) influence fortement la variabilité spatiale des précipitations, en particulier dans le contexte montagneux (Haut Sebou : altitude maximale = 3056m ; Evrotas : altitude maximale = 2415m). Dans ce contexte, il est facile de comprendre la nécessité d'une configuration du réseau de mesure des précipitations.

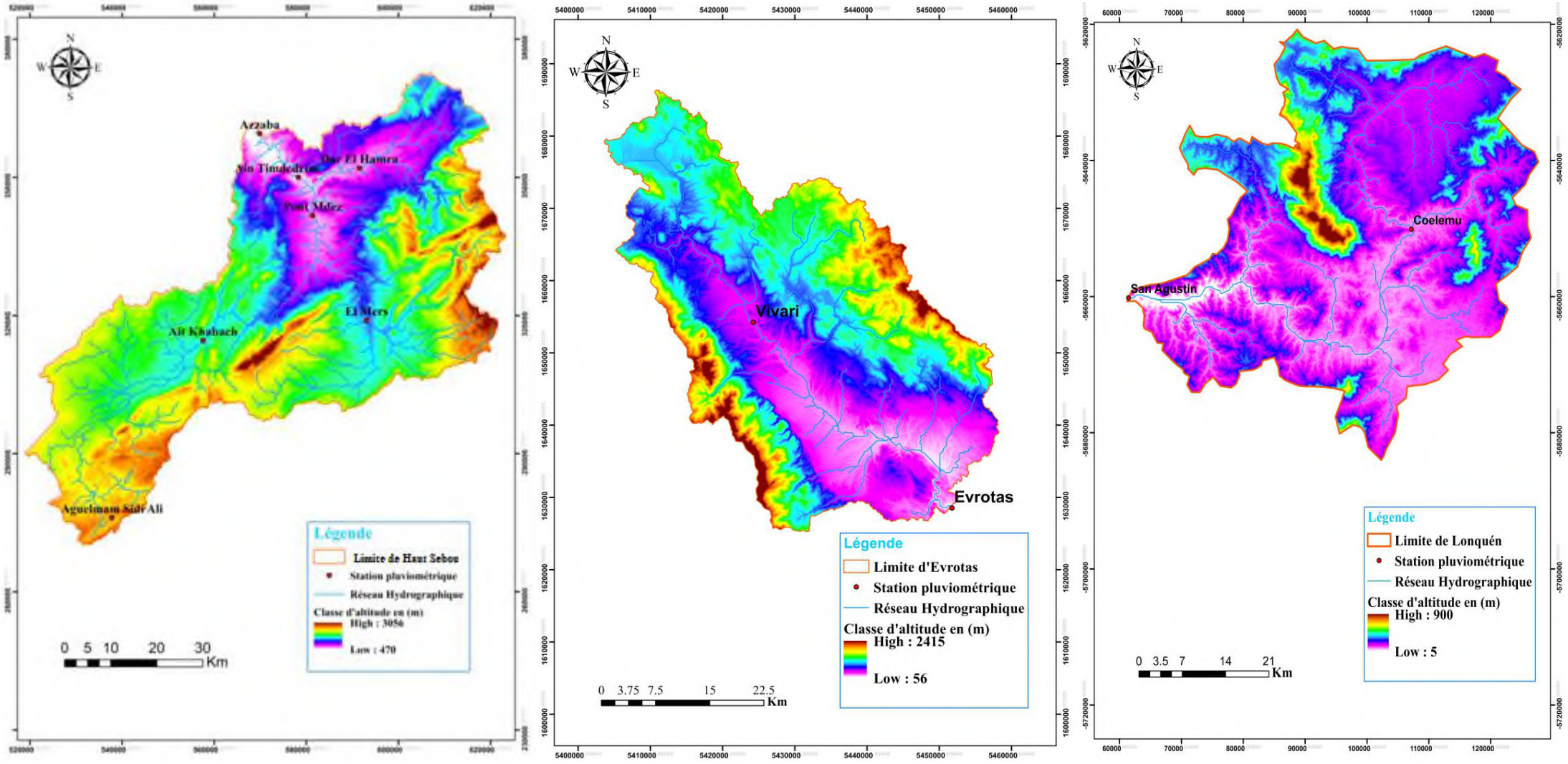


Figure 16: Localisation des stations pluviométriques de trois bassins

L'analyse critique et le traitement primaire des ensembles de données brutes sont nécessaires pour accroître leur homogénéité. La qualité des données utilisées dans une étude a une forte influence sur les résultats attendus, en particulier dans le domaine de la modélisation hydrologique.

En général, afin de garantir la cohérence des séries de données, il convient de répondre aux questions suivantes(Alfonso et al. 2001):

✓ Les séries de données utilisées sont-elles fiables ?

✓ Forment-elles un échantillon homogène ?

✓ Sont-elles exhaustives ?

✓ Est-il nécessaire de procéder à un découpage d'échantillons ?

✓ Présentent-elles bien une stationnarité ?

Les différents types de données fournies par les divers services gouvernementaux sont généralement bruts et nécessitent un traitement pour assurer leur fiabilité et leur homogénéité. Afin de répondre à cette situation, les hydrologues et les climatologues ont développé des méthodes simples pour combler les lacunes dans les séries de données climatiques observées.

Dans cet axe, plusieurs tests ont été utilisés pour combler les lacunes et homogénéiser les données pluviométriques (méthodes des simples et doubles cumuls) afin de les rendre fiables et utilisables pour l'analyse du climat et la modélisation hydrologique.

2.1.1. Comblement des lacunes des séries pluviométriques

En général, l'état brut des données contient des lacunes en particulier dans les périodes estivales. Ces lacunes sont principalement dues à la faiblesse des mesures dans ces périodes ou à la défaillance des pluviomètres et à des circonstances fortuites. Dans ce contexte, il est donc facile de comprendre la nécessité de traiter les données et de combler les lacunes avec des données provenant de stations voisines grâce à l'utilisation de la régression linéaire entre les données des stations pluviométriques(Dubreuil 1974). Le comblement est généralement effectué entre des stations dont l'évolution des données est presque similaire et cela est confirmé par les valeurs significatives du coefficient de détermination (Tab. 13). Lorsque le coefficient de détermination (R^2) dépasse 0,70, on peut dire que la corrélation entre les deux stations est satisfaisante et que les lacunes peuvent être comblées sans problème.

Tableau 13: Les stations sélectionnées pour le comblement des lacunes sur la base du coefficient de détermination

Station	Stations de comblement	R^2
Azzaba	Ain Timderine	0.83
	Dar El Hamra	0.76
Ain Timedrine	Dar El Hamra	0.86
	Azzaba	0.83
	Pont Mdez	0.79
Pont Mdez	Ain timderine	0.79
	El Mers	0.74
	Dar El Hamra	0.71
Dar El Hamra	Ain timderine	0.86
	Azzaba	0.76
	Pont Mdez	0.71
El Mers	Pont Mdez	0.74
	Ain Timderine	0.7
Ait khabach	Pont Mdez	0.72
	Aguelmam Sidi Ali	0.71
Aguelmame Sidi Ali	Ait khabach	0.71
	Dar El Hamra	0.7

2.1.2. Qualité des données

Une fois les lacunes des séries de données comblées, la qualité des données doit bien sûr être testée à l'aide de méthodes conçues à cet effet. Dans cette étude, la méthode des simples cumuls et la méthode des doubles cumuls des données pluviométriques(Escourou 1978)ont été utilisées pour tester l'homogénéité de ces données qu'elles aient été comblées.

A. Méthode des simples cumuls

Dans cet axe, l'homogénéisation des séries de données pluviométriques a été détectée en appliquant la méthode des simples cumuls. Le choix des stations à tester est principalement basé sur leur localisation géographique et la longueur des chroniques. C'est pourquoi les stations d'Azzaba, Ain Timderine, Dar El Hamra, Pont Mdez, El Mers, Ait Khabach et Aguelmame Sidi Ali sont exploitées pour tester leurs qualités. La méthode des simples cumuls consiste à cumuler les variables climatiques par ordre croissant des années d'une seule station pour obtenir un alignement de points sur lesquels une droite de régression peut être

ajustée (Dubreuil, 1974). L'année hétérogène est identifiée par un changement de la pente de la droite de régression (Linsley et al. 1982; Chow et al. 1988).

Dans cette partie, seuls les résultats des stations d'Azzaba et de Pont Mdez sont présentés (Fig. 17) tandis que les autres stations sont présentées dans l'Annexe 1. Le cumul annuel des précipitations en fonction des années des sept stations pluviométriques incluses dans le bassin versant du Haut Sebou présente des valeurs significatives de coefficient de détermination (R^2=0.996 pour Azzaba ; R^2=0. 998 pour Ain Timedrine ; R^2=0. 998 pour Dar El Hamra, R^2=0.995 pour Pont Mdez, R^2=0.995 pour El Mers, R^2=0.996 pour Ait Khabach et R^2=0.997 pour Aguelmame Sidi Ali) ce qui nous permet de dire que les séries de données de ces stations sont assez homogènes.

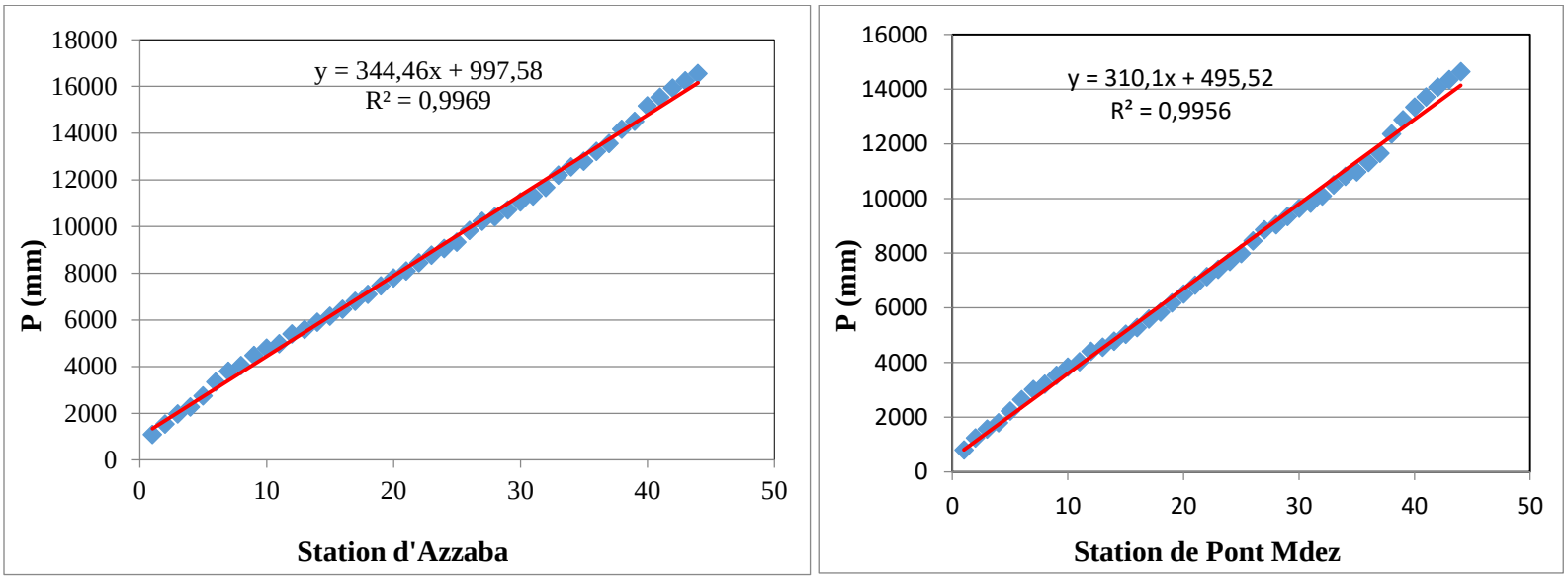


Figure 17: Simple cumul de la station d'Azzaba et de la station de Pont Mdez (1970-2014)

B. Méthode des doubles cumuls

Le test graphique des doubles cumuls nécessite également des séries de cumuls annuels de pluie, mais la seule différence avec le test des simples cumuls est que la régression linéaire est effectuée entre les cumuls annuels de pluie de deux stations voisines. Dans notre cas, les sept stations mentionnées dans le paragraphe ci-dessus sont également testées en appliquant la méthode du double cumul. L'analyse des résultats obtenus (Fig. 18, Annexe 2) nous permet d'affirmer qu'aucune hétérogénéité n'est détectée.

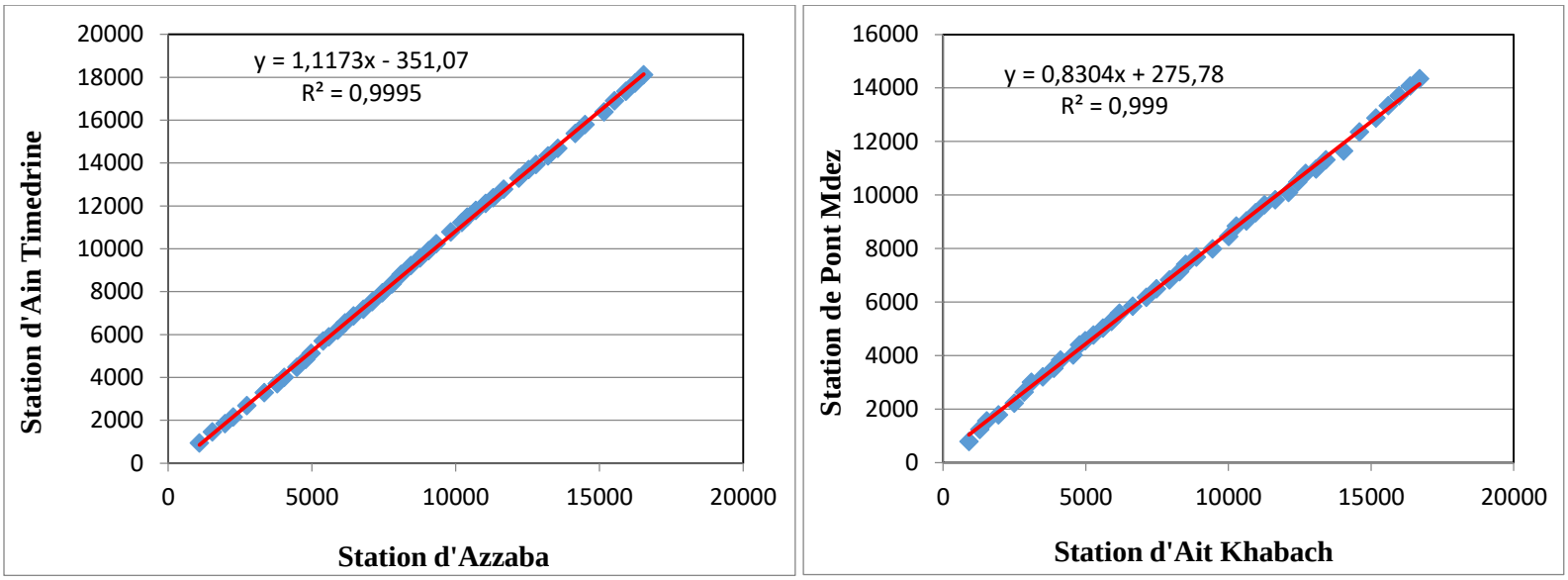


Figure 18: Double cumul pour les stations d'Azzaba et Ain Timedrine (1970-2014) et pour les stations d'Ait Khabach et Pont Mdez (1971-2014)

3. Variabilité spatio-temporelle des précipitations

Les précipitations sont définies comme l'ensemble des eaux météoriques (pluie, neige, grêle, etc.) tombant sur une zone donnée et mesurés par un ou plusieurs pluviomètres (Malardel 2005). Ces précipitations sont soumises à une variabilité spatio-temporelle, notamment dans le contexte méditerranéen semi-aride, ce qui montre l'importance d'étudier cette variabilité afin de connaître la répartition pluviométrique des bassins versants en fonction du temps et de l'espace.

Pour connaître l'influence de la variabilité spatiale sur le régime hydrologique, il est nécessaire d'utiliser plusieurs méthodes et expressions parmi lesquelles nous pouvons citer : Coefficient de variation, quantiles, écart absolu moyen, coefficient d'irrégularité K3, calcul des périodes de retour, analyse de fréquence, etc.

Dans cette partie, l'analyse des contributions des précipitations affectant les trois bassins sélectionnés pour la présente étude est basée sur onze stations mentionnées précédemment, dont sept sont incluses dans le bassin marocain (Haut Sebou), deux dans le bassin grec (Evrotas) et deux dans le bassin chilien (Lonquén).

3.1. La variabilité mensuelle des apports pluviométriques

La connaissance de la variabilité des précipitations moyennes mensuelles au cours des années et dans les différentes stations des trois bassins joue un rôle important dans la détermination

des mois humides et secs. Les onze stations pluviométriques des trois bassins sont exploitées pour étudier la variabilité mensuelle des précipitations (Tab. 16).

Tableau 14 : Précipitations moyennes mensuelles de trois bassins étudiés

Mois	Azzaba (1983/2010)							Evrotas (1983/2010)		Lonquén (1983/2010)	
	Azzaba	Ain Timedrine	Pont Mdez	Dar El Hamra	El Mers	Ait khabach	Aguelmam Sidi Ali	Evrotas	Vivari	San Agustin	Coelemu
Septembre	20	24	26	26	37	35	35	17	29	66	86
Octobre	34	36	34	39	38	35	39	50	98	41	54
Novembre	44	46	31	53	41	32	57	108	209	22	26
Décembre	41	46	34	61	40	36	54	91	178	12	15
Janvier	41	44	32	55	41	33	31	78	155	6	7
Février	41	43	32	57	44	27	38	64	142	13	19
Mars	36	41	33	56	43	32	34	50	138	20	25
Avril	43	43	35	47	44	41	39	33	76	53	68
Mai	31	35	32	36	38	40	39	16	39	164	208
Juin	10	13	16	14	16	26	30	9	21	210	253
Juillet	4	4	4	6	7	20	15	9	30	164	207
Août	5	6	11	8	16	24	23	9	28	117	149

Pour une description détaillée, ces résultats sont illustrés graphiquement dans la figure 19. L'analyse de cette figure montre que les précipitations moyennes mensuelles présentent également une variabilité spatiale et temporelle et que les valeurs maximales sont généralement enregistrées dans les stations situées à une altitude significative, notamment pour le bassin versant grec et le bassin versant chilien, où le contraste entre les précipitations en amont et en aval est remarquable.

Le bassin versant du Haut Sebou et celui d'Evrotas sont caractérisés par une période humide et pluvieuse qui commence en octobre et se termine en avril, tandis que le bassin versant chilien (Lonquén) présente un comportement spécifique puisque la période humide commence en avril et se termine en septembre avec des valeurs maximales de précipitations enregistrées en juin.

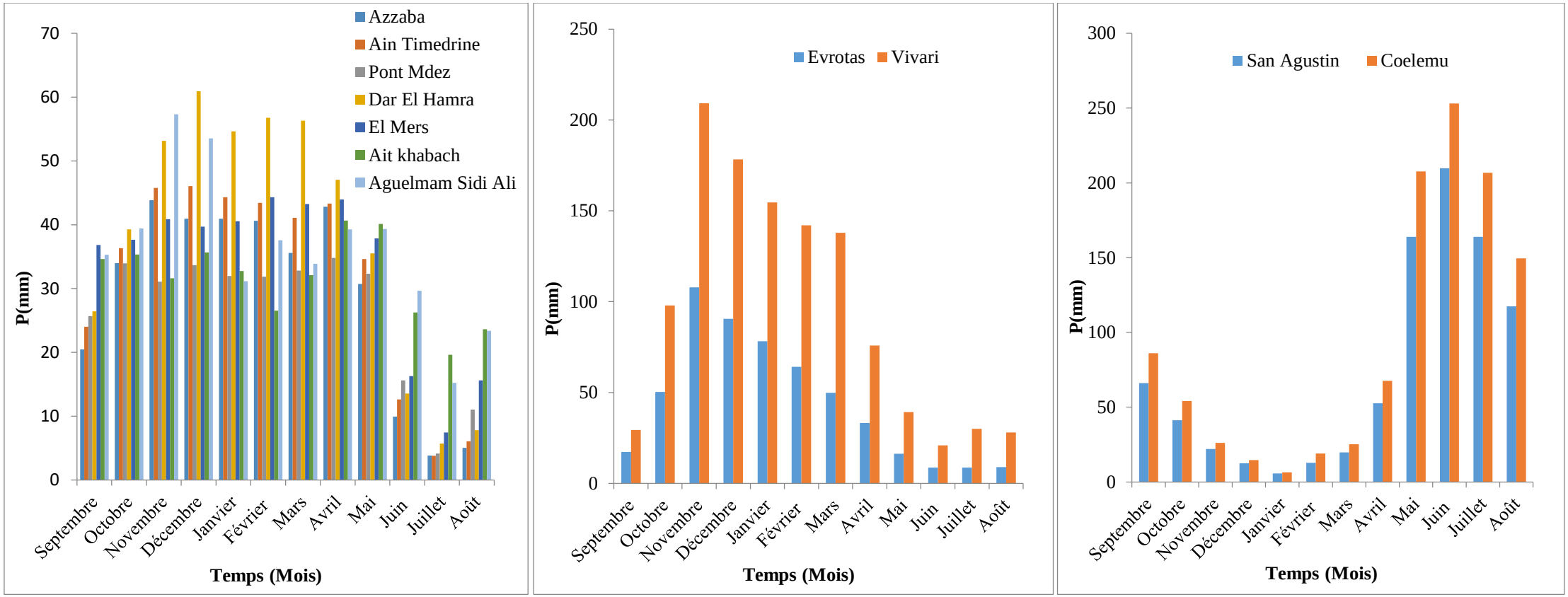


Figure 19 : Précipitations mensuelles moyennes de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)]

Le mois de novembre est caractérisé par l'enregistrement de précipitations maximales dans la plupart des stations du bassin marocain et grec (44 mm : Azzaba ; 46 mm : Ain Timedrine ; 57 mm : Aguelmam Sidi Ali ; 108 mm : Evrotas ; 209 mm : Vivari). Les mois d'été au Haut Sebou sont caractérisés par des précipitations moyennes mensuelles qui ne dépassent pas 30 mm/mois, ces précipitations sont parfois concentrées et brutales dans le temps et l'espace et peuvent déclencher un ruissellement même dans les cours d'eau secondaires.

3.2. La répartition saisonnière

La compréhension de régime climatique de trois zones méditerranéennes semi-arides étudiées nécessite une étude approfondie de la variation saisonnière des précipitations. Pour cette raison, plusieurs calcules ont été effectués pour traités les données pluviométriques des trois bassins et les résultats sont illustrés dans la Figure 20.

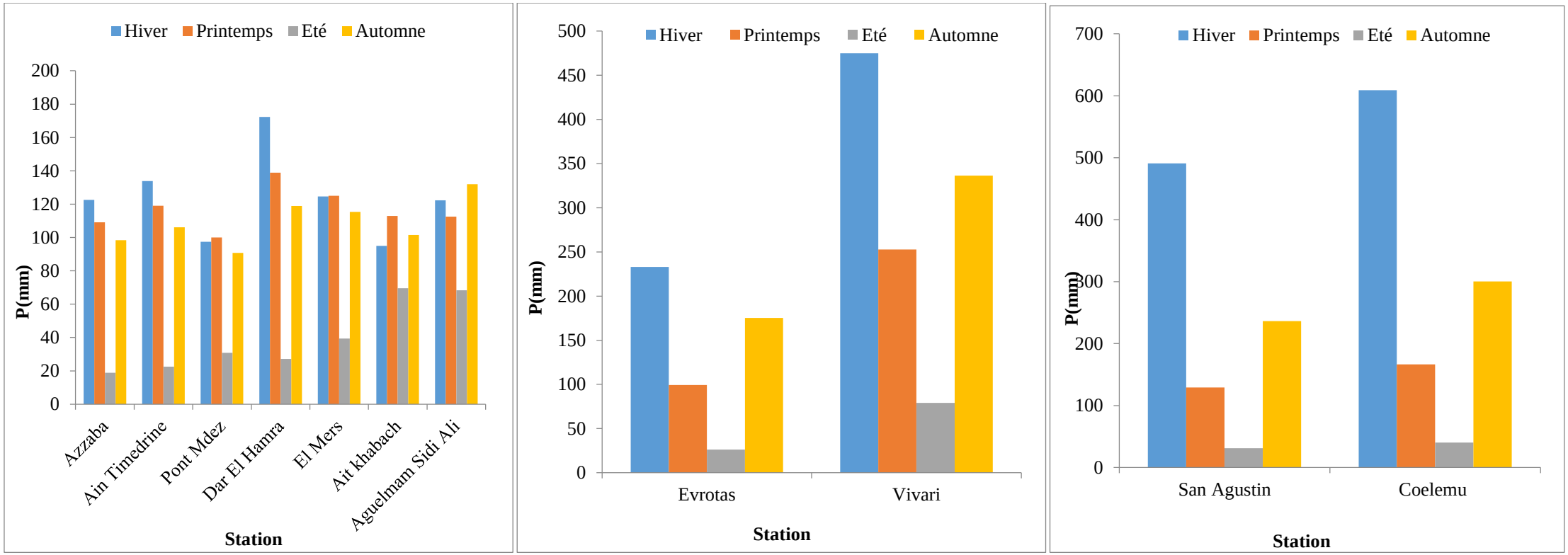


Figure 20: Précipitations moyennes saisonnières de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)]

La figure 20 montre que les saisons qui reçoivent une quantité importante de précipitations sont l'hiver, l'automne et le printemps. Alors que l'été est marqué par une rareté des précipitations, ce qui est confirmé par les faibles valeurs des précipitations moyennes saisonnières dans la plupart des stations des trois bassins (Tab. 15).

L'altitude joue également un rôle important dans la distribution des précipitations moyennes saisonnières car on constate que la plupart des valeurs élevées de précipitations sont enregistrées dans les stations situées à haute altitude.

La variabilité saisonnière des précipitations et le changement de leur distribution sont principalement dus aux caractéristiques des milieux méditerranéens. Ces caractéristiques peuvent être à l'origine de l'apparition de certains phénomènes extrêmes tels que les inondations même parfois en période estivale (Bouadila et al. 2019).

La situation du Chili dans l'hémisphère sud est la principale cause de l'inversion des saisons dans ce pays par rapport aux deux autres pays considérés pour cette étude (Maroc et Grèce). L'été au Chili commence en décembre et se termine en février et la période hivernale s'étend de juin à août où des précipitations importantes peuvent être observées.

Tableau 15: Distribution des précipitations moyennes saisonnières de Haut Sebou, Evrotas et Lonquén

Saison	Azzaba (1983/2010)							Evrotas (1983/2010)		Lonquén (1983/2010)	
	Azzaba	Ain Timedrine	Pont Mdez	Dar El Hamra	El Mers	Ait khabach	Aguelmam Sidi Ali	Evrotas	Vivari	San Agustin	Coelemu
Hiver	123	134	97	172	125	95	122	233	475	491	609
Printemps	109	119	100	139	125	113	112	99	253	129	166
Eté	19	22	31	27	39	70	68	26	79	31	40
Automne	98	106	91	119	115	102	132	175	336	236	300

Les résultats ci-dessus montrent une grande variabilité dans la distribution des précipitations saisonnières. Pour illustrer cette variabilité, il est nécessaire de spatialiser les précipitations moyennes saisonnières afin de caractériser le régime climatique de chaque région. Pour répondre à ce besoin, plusieurs méthodes d'interpolation spatiale des précipitations sont disponibles, notamment : Spline (Roy and Balling 2007); Pondération inverse à la distance (IDW : inverse distance weighting); Voisins naturels; Krigeage (Lebel and Laborde 1988), etc. Dans cette étude, la méthode IDW a été utilisée pour interpoler spatialement les précipitations moyennes saisonnières pour chaque station des trois bassins. Mais seuls les résultats de l'interpolation spatiale des précipitations moyennes hivernales des trois bassins

ont été présentés ci-dessous (Fig. 21), tandis que les résultats des autres saisons sont illustrées dans les Annexes 4, 5 et 6.

Pour le bassin versant marocain, l'utilisation de la méthode IDW nous permet de dire que les précipitations moyennes hivernales et de printanières sont concentrées autour de la station de Dar El Hamra qui est située à une altitude de 761 m, alors que les précipitations moyennes automnales et estivales augmentent avec l'altitude puisque les stations les plus élevées telles que Ait Khabach (1478 m) et Aguelmam Sidi Ali (2095 m) enregistrent les plus importantes valeurs de précipitations. De manière générale, le contraste spatial des précipitations entre l'amont et l'aval durant toutes les saisons s'explique par le rôle des masses d'air humide et des reliefs dans la répartition des précipitations entre les différentes zones.

Pour le bassin versant grec et le bassin versant chilien, l'analyse visuelle des résultats IDW montre que les précipitations moyennes de toutes les saisons augmentent avec l'altitude puisque les stations en amont enregistrent toujours des valeurs de précipitations importantes par rapport à celles en aval, ceci montre le rôle des reliefs dans l'indication des régimes climatiques.

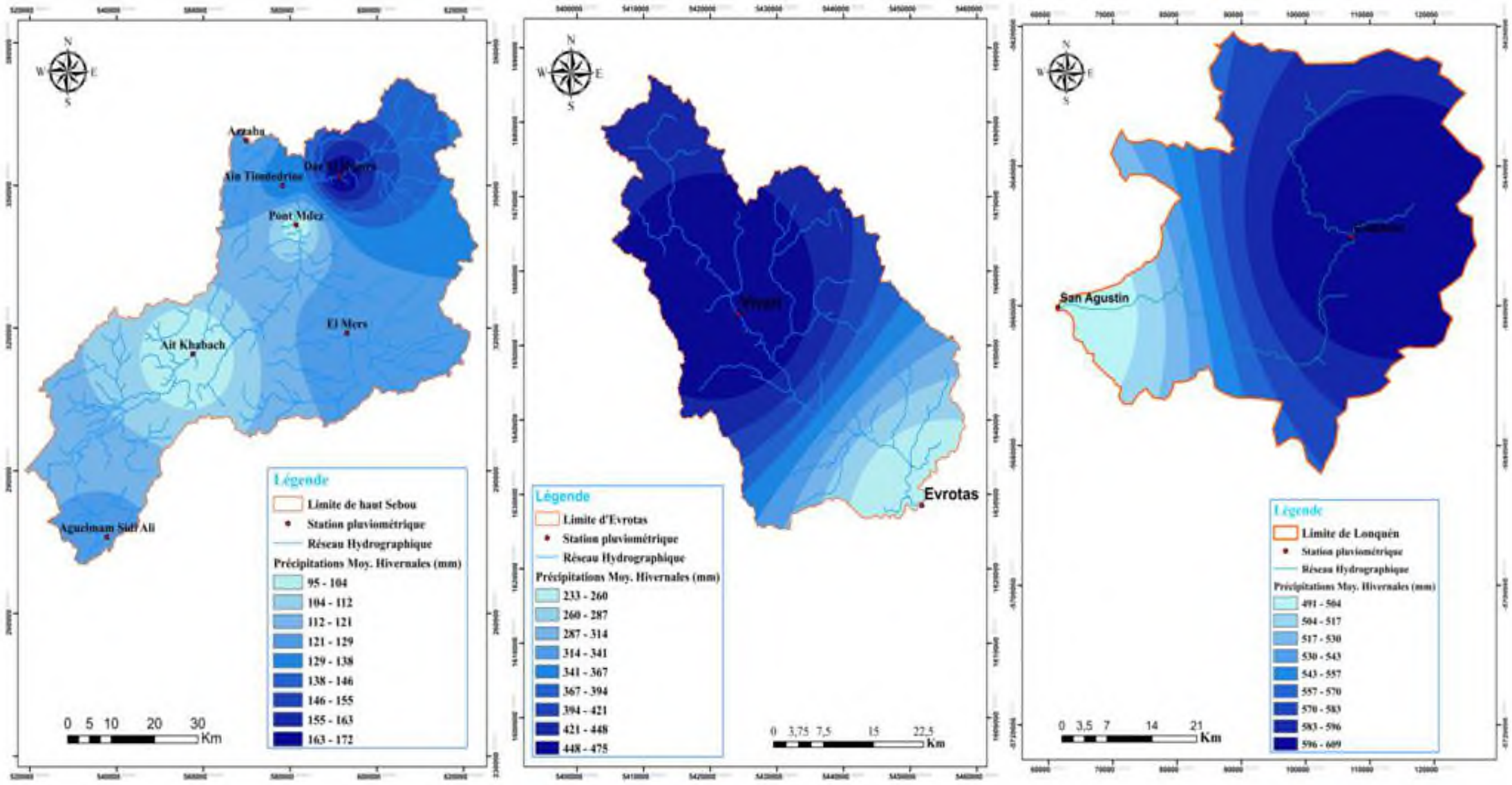


Figure 21: Interpolation spatiale des précipitations moyennes hivernales de trois bassins

3.3. La variabilité annuelle des apports pluviométriques

Une analyse visuelle des données pluviométriques annuelles des trois bassins versant montre une importante variabilité spatiale (Augmentation de l'aval vers l'amont) et temporelle. Pour confirmer ce constat, il faut présenter ces données graphiquement au fil des années.

Pour le bassin versant Marocaine, La variabilité annuelle des précipitations est mise en évidence a partir des données de sept stations inclus dans ce bassin mais seulement les résultats de la station d'Azzaba est présentée ci-dessous (Fig. 22), pour les résultats restants des autres stations sont illustrés dans annexe 3.

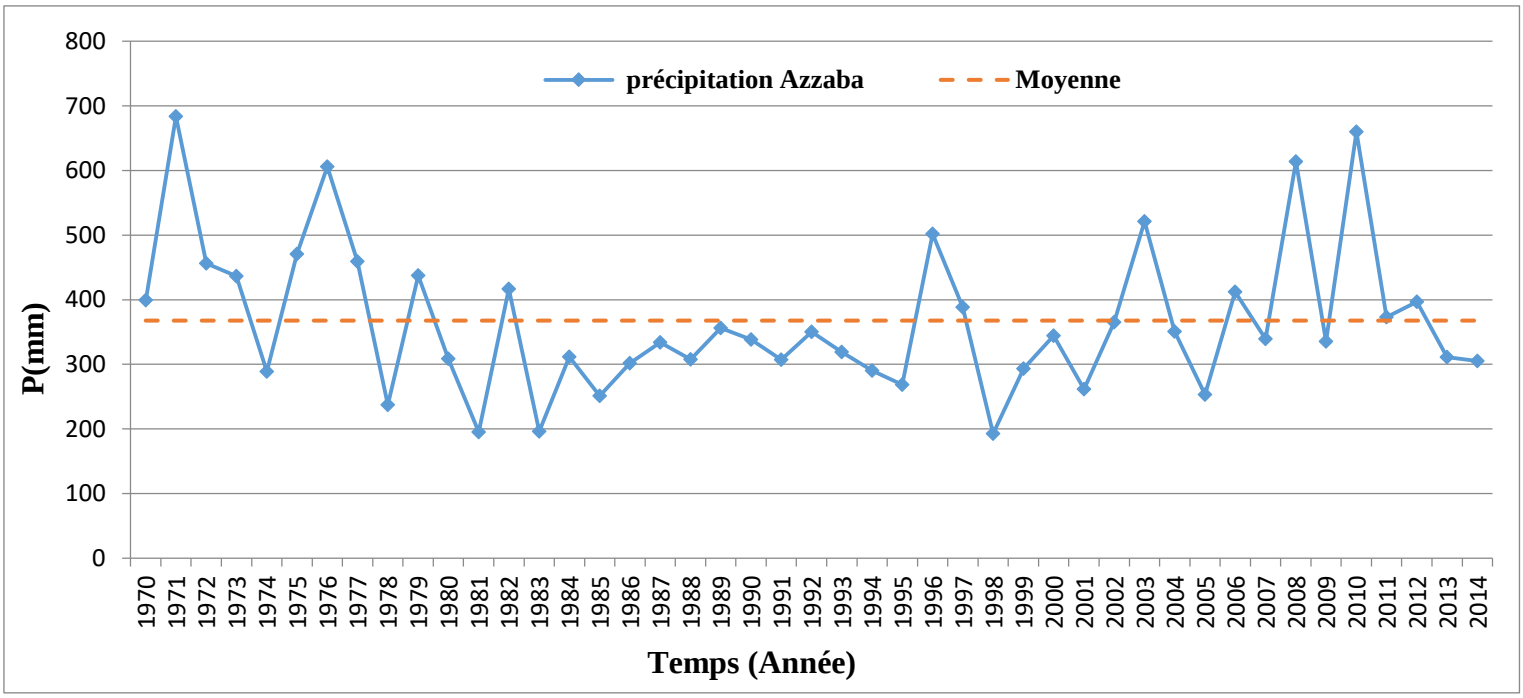


Figure 22: Variabilité des précipitations moyennes annuelles par rapport à la moyenne, Station d'Azzaba (1970-2014)

Pour les bassins versants de la Grèce et du Chili, la densité des stations pluviométriques est faible (deux stations pour chaque bassin). Par conséquent, la variabilité annuelle des précipitations de chaque bassin est présentée dans cet axe en utilisant une seule station (Fig. 23 et 24) mais les deux stations restantes sont également présentées dans l'Annexe 3.

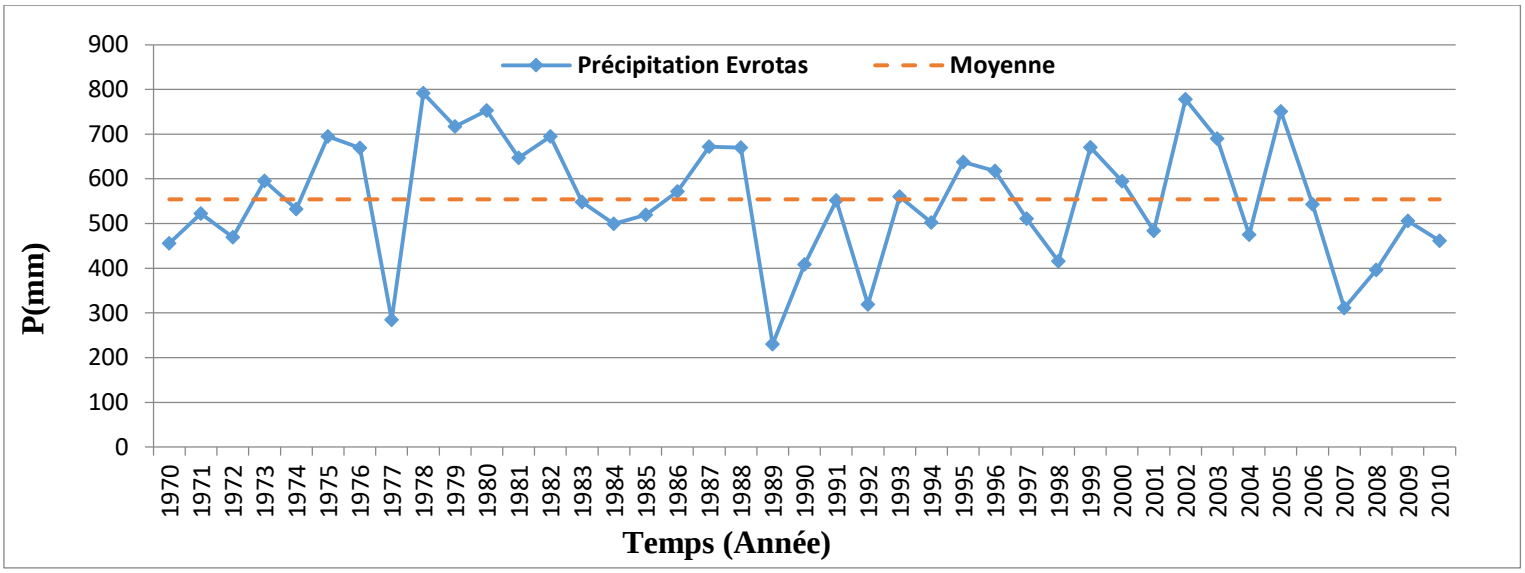


Figure 23: Variabilité des Précipitations moyennes annuelles à la station d'Evrotas (Grèce)

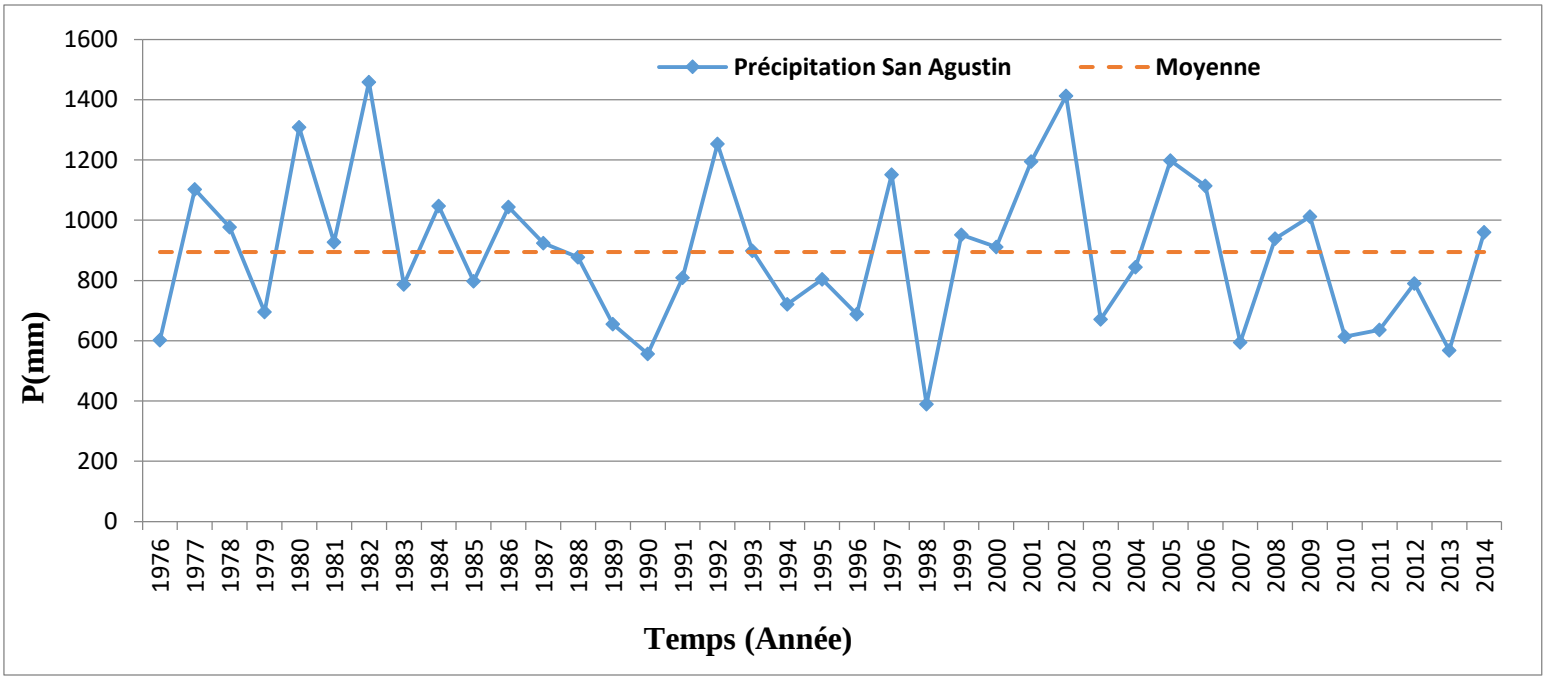


Figure 24: Variabilité des Précipitations moyennes annuelles à la station de San Agustin (Chili)

L'analyse visuelle de la figure 22 montre qu'il y a une fluctuation d'années sèches et humides pendant la période de 1970 à 1982. Après cette période, un nombre important d'années sèches a été enregistré à la station d'Azzaba (1983-1995). Enfin, une autre succession d'années sèches et humides a été observée au cours de la dernière décennie. Pour les deux autres bassins, une irrégularité remarquable des précipitations d'une année à l'autre, et il faut noter aussi que la variabilité des précipitations moyennes annuelles augmente de l'aval vers l'amont et ceci est confirmé par les valeurs du coefficient de variations (Tab. 14).

Tableau 16: Caractéristiques statistiques des stations des trois bassins étudiés

Bassin versant	Station de mesure	Altitude (m)	P Moyenne (mm)	P Max (mm)	P Min (mm)	Ecartype	Coefficient de variation (%)	Nombre d'années sèches	Nombre d'années humides
Evrotas	Evrotas	56	554	792	230	137	25	22	19
	Vivari	275	1442	2580	572	688	48	24	17
Haut Sebou	Azzaba	470	368	684	193	116	32	28	17
	Ain Timedrine	655	403	687	200	108	27	25	20
	Pont M'dez	739	325	713	152	105	32	27	18
	Dar El Hamra	761	462	748	254	121	26	18	14
	El Mers	1213	394	713	168	126	32	19	13
	Ait khabach	1478	380	627	203	108	29	27	17
	Aguelmam Sidi Ali	2095	431	768	250	118	27	22	17
Lonquén	Lonquen (San Agustin)	23	894	1458	390	250	28	19	20
	Coelemu	79	1074	1779	539	332	31	19	20

Pour chaque bassin, les valeurs maximales des précipitations moyennes annuelles ont été enregistrées successivement dans les stations d'Aguelmam sidi (768 mm), vivari (2580 mm), et Coelemu (1779 mm). Ces valeurs importantes s'expliquent par la présence de ces stations dans l'amont des trois bassins ce qui explique la relation des précipitations avec l'altitude (augmente avec l'altitude).

Dans la dernière partie de cet axe, on peut conclure que les précipitations annuelles, saisonnières et mensuelles des trois bassins sont caractérisées par une forte variabilité temporelle et spatiale, et s'explique par l'influence du climat méditerranéen semi-aride et du changement climatique sur les trois bassins étudiés. Afin de confirmer ces résultats, des études de tendances des précipitations et des débits seront étudiées davantage plus loin dans ce rapport.

4. Etude des tendances de précipitations

Dans cette partie, l'accent sera mis sur l'étude des tendances des précipitations moyennes annuelles grâce à l'utilisation du teste de Mann-Kendall et de l'estimateur Sen's Slope.

4.1. Description du test de Mann-Kendall et de l'estimateur de Sen's Slope

Le test de Mann-kendall (Mann 1945; Kendall 1975) est un test non paramétrique largement utilisé pour les études statistiques dans différentes disciplines. Dans le domaine de

l'hydrologie, la plupart des utilisations de ce test se concentrent sur la détection de tendances monotones dans les séries chronologiques hydro-météorologiques. Ce test prend cette importance car il permet de détecter des tendances dans des séries chronologiques incomplètes contenant des lacunes et pour des séries caractérisées par une distribution anormale.

L'application du test de Mann-Kendall nécessite une série temporelle de longueur n classée sur un rang donné (x1,..., xn), où xi représente les données au temps i. Pour l'application de ce test, il est d'abord nécessaire de spécifier l'hypothèse nulle H_0. Si cette hypothèse est acceptée, les variables de l'échantillon étudié ont une distribution homogène. Cependant, lorsque ces variables ont une tendance monotone significative, l'hypothèse nulle H_0 est rejetée et l'hypothèse alternative H_1 est acceptée. Habituellement, le test de Mann-Kendall est effectué en plusieurs étapes où la première consiste à déterminer les signes de toutes les différences (xj- xk) avec j ≤ n et j > k (Exemple : x2 - x1, x3 - x1,....., xn - xn-1), c'est pourquoi les statistiques S peuvent être calculées selon l'équation suivante(Gilbert 1987):

$$\mathbf{S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^{n} Sign\,(x_j - x_k)} \qquad \mathbf{(51)}$$

Le calcul du signe (xj - xk) influence le signe de la statistique S selon l'explication suivante :

$$\mathbf{Sign\,(x_j - x_k) = \begin{cases} +1 & \text{if } (x_j - x_k) > 0 \\ 0 & \text{if } (x_j - x_k) = 0 \\ -1 & \text{if } (x_j - x_k) < 0 \end{cases}} \qquad \mathbf{(52)}$$

La deuxième étape du test de Mann-Kendall consiste à calculer la variance de la statistique S [(VAR (S)], mais celle-ci varie en fonction de la valeur n.

- Dans le cas où n ≤ 40, la formule VAR(S) s'écrit comme suit :

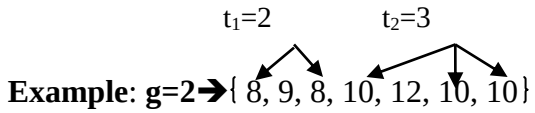
$$\mathbf{VAR(S) = \frac{n(n-1)(2n+5)}{18}} \qquad \mathbf{(53)}$$

- Dans le cas où n > 40, la formule VAR(S) s'écrit comme suit :

$$\mathbf{VAR(S) = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^{g} t_p(t_p-1)(2t_p+5)}{18}} \qquad \mathbf{(54)}$$

Où : g = Nombre de groupes de valeur égale (groupes liés).

tp = Nombre de données dans chaque groupe.



La dernière phase du test de Mann-Kendall consiste à calculer la variable Z qui peut être positive (tendance croissante) ou négative (tendance décroissante). Généralement, l'utilisation de ce test bilatéral consiste à comparer la valeur de Z avec la valeur de $Z_{\alpha/2}$ (α : niveau de signification). La valeur de $Z_{\alpha/2}$ est extraite d'un tableau de la distribution normale cumulative (Pearson and Hartley 1966), qui permet d'accepter ($|Z| < Z_{\alpha/2}$) ou de rejeter ($|Z| > Z_{\alpha/2}$) l'hypothèse nulle H_0. Lorsque H_0 est rejeté, l'hypothèse alternative H_1 est acceptée et qui affirme qu'il y a une tendance significative croissante ou décroissante dans l'échantillon étudié. Dans cette étude, un niveau de signification (α) de 0,1 a été utilisé ($Z_{\alpha/2} = Z_{0.05}$ = 1.645).

La magnitude de la tendance des séries de précipitations dans les trois bassins a été évaluée par un simple test non paramétrique développé par Sen en 1968 (Sen 1968). Ce test est largement utilisé pour le calcul de la magnitude de la tendance de différentes séries temporelles (Atta-ur-Rahman and Dawood 2017; Vu et al. 2018). L'équation de ce test s'écrit comme suit :

$$\beta = \text{Médiane}\left(\frac{Xj - Xi}{j - i}\right), \quad j > i \qquad (55)$$

4.2. Les tendances des précipitations moyennes annuelles

Dans cette étude, des longues séries chronologiques de précipitations (Haut Sebou : 1983-2014 ; Evrotas : 1970-2010 ; Lonquén : 1976-2014) ont été utilisés pour l'analyse des tendances dans les trois bassins étudiés. Le calcul des variables Z et β pour les onze stations permet de déterminer le type de tendance (positive ou négative) dans les séries des précipitations ainsi que la magnitude de cette tendance (Tab. 17).

Tableau 17: Les valeurs des variables Z et β obtenues pour les séries de précipitations moyennes annuelles des trois bassins

Bassin Versant	Station de mesure	Variable	
		Z	Sen's Slope (β)
Haut Sebou	Azzaba	2.17	3
	Ain Timedrine	2.24	3.89
	Pont Mdez	0.99	4.08
	Ait khabach	0.75	4.16
	El Mers	1.53	1.82
	Dar El Hamra	1.23	2.8
	Aguelmam Sidi Ali	0.44	2.38
Evrotas	Evrotas	-1	-1.83
	Vivari	-2.37	-9.16
Lonquén	San Agustin	-0.97	-4.11
	Coelemu	-0.05	-1

De ce tableau, on peut voir que le bassin versant grec et le bassin versant chilien montrent une tendance négative dans les précipitations moyennes annuelles tout au long des années avec une signification dans la station Vivari (Z = -2,37). Par ailleurs, le bassin versant marocain a réagi différemment puisqu'une tendance positive a été observée dans toutes les séries de précipitations moyennes annuelles des sept stations incluses dans le bassin. Les valeurs de Sen's Slope pour les stations de Azzaba, Ain Timedrine, Pont Mdez, et Ait khabach montrent que les précipitations augmentent par des valeurs annuelles dépassant 3 mm par an.

La phase finale de cette étude consiste à présenter ces résultats sous forme de cartes afin d'avoir une visualisation globale de ces stations et de mettre en évidence les stations où la tendance est significative (Fig. 25).

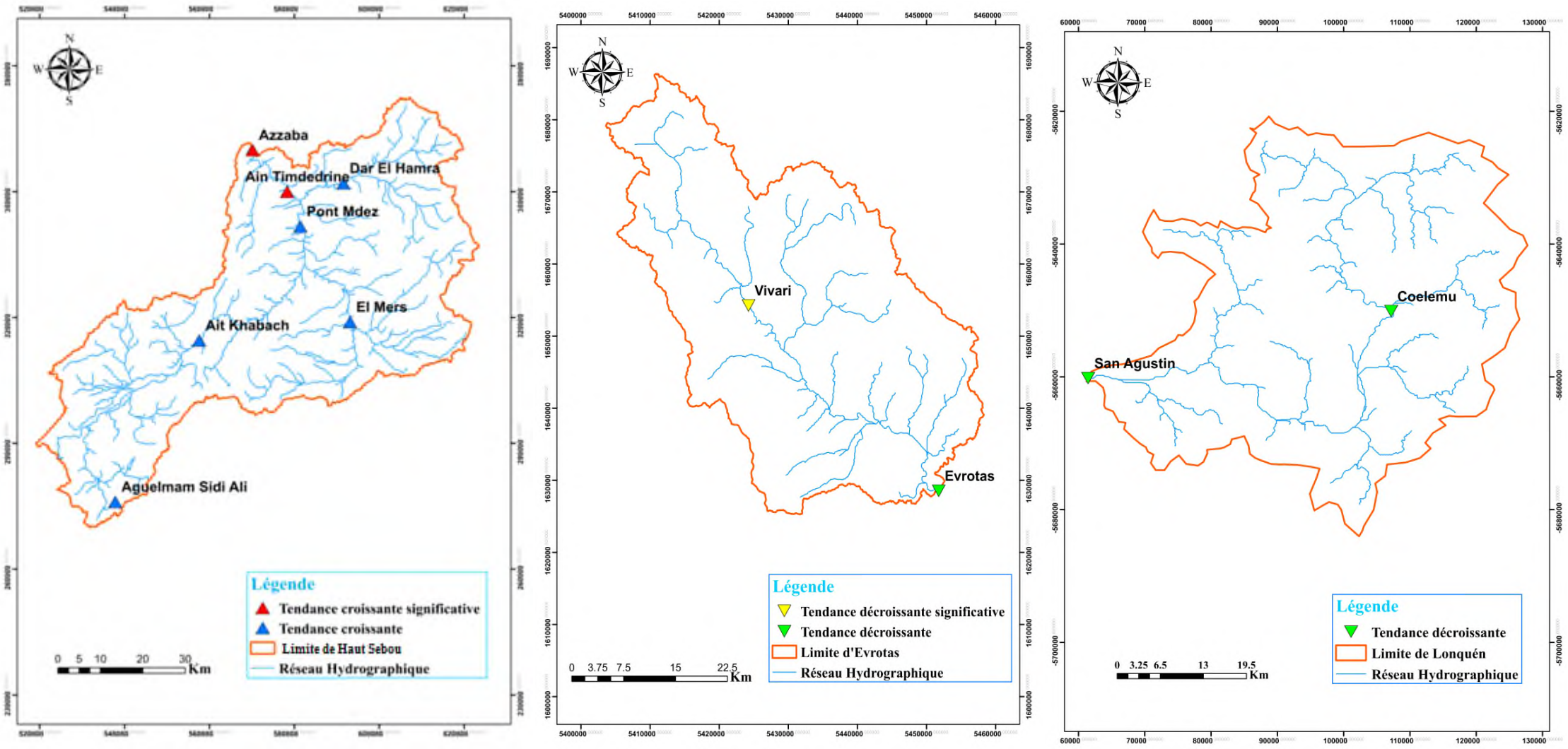


Figure 25: Résultat du test de tendance de Mann-Kendall pour les précipitations moyennes annuelles

Les résultats ci-dessus confirment l'influence du changement climatique sur les différentes parties du contexte méditerranéen qui constitue le lieu principal de ce travail. Plusieurs études ont confirmé la sensibilité de ces zones méditerranéennes au changement climatique (Giorgi 2006; Colin 2011), qui peut entraîner une diminution (Evrotas et Lonquén) ou une augmentation des précipitations (Haut Sebou) dans certaines régions de la Méditerranée. La tendance croissante des précipitations dans le bassin versant marocain explique l'apparition d'inondations dans ce bassin de temps en temps, donc dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre le besoin de méthodes et d'outils pour une meilleure gestion de ces phénomènes naturels et la modélisation hydrologique discutée dans ce rapport est l'un des outils d'aide à la décision et à la gestion des ressources en eau.

5. Conclusion

Les trois bassins sont sous l'influence d'un climat méditerranéen semi-aride, qui joue un rôle déterminant dans le régime hydrologique de ces bassins. Dans ce chapitre, une étude approfondie des caractéristiques climatiques des trois bassins a été réalisée à partir des données obtenues auprès des services compétents. La première phase de cette démarche est la critique des données qui permet d'homogénéiser les données pluviométriques pour les rendre crédibles et fiables puisqu'elles constituent les principaux éléments de la modélisation pluie-débit.

Les résultats obtenus dans ce chapitre montrent que la variabilité spatio-temporelle des précipitations, qu'elles soient annuelles, saisonnières ou mensuelles, est remarquable tout au long de la période ciblée et entre les différentes stations pluviométriques. Dans les trois bassins, l'été est la saison qui reçoit le moins de précipitations et les autres saisons reçoivent une grande quantité d'eau, notamment l'hiver. Le contraste pluviométrique entre l'aval et l'amont dans les bassins versants grec et chilien est remarquable tandis que le bassin versant marocain présente une certaine exception puisqu'il y a des stations de moyenne altitude qui enregistrent parfois des précipitations importantes. L'étude des tendances des précipitations moyennes annuelles du bassin marocain a montré une augmentation avec signification dans la station d'Azzaba et d'Ain Timderine et les deux autres bassins (Evrotas et Lonquén) réagissent différemment puisqu'ils sont orientés vers un déficit hydrique par une diminution de la précipitation au fil des années.

Chapitre 4 : Implémentation du modèle couplé SCS-LR dans le bassin versant méditerranéen semi-aride "Haut Sebou" en utilisant les approches de modélisation continue et événementielle

1. Introduction

Le Maroc est souvent confronté à des événements pluvieux graves qui peuvent provoquer des crues et des inondations catastrophiques, Ces phénomènes peuvent causer des dégâts considérables dans différèrent régions du Maroc et en particulier dans le bassin versant du Haut Sebou qui fait l'objet de la présente étude. Ainsi, la simulation des débits à l'exutoire de ce bassin versant est intéressante pour faire face à l'augmentation et à la vulnérabilité des risques d'inondation; la prévision des crues est donc de plus en plus nécessaire. En général, les modèles hydrologiques peuvent être utilisés dans divers projets tels que la gestion des zones inondables ou plus spécifiquement la protection contre les inondations, notamment dans les zones fortement influencées par ces phénomènes naturels, ainsi que d'autres applications dans le domaine de la gestion des ressources en eau(Singh and Woolhiser 2002).

Pour les besoins opérationnels hydrologiques tels que la prévision des crues, une bonne connaissance des précipitations est essentielle en cas de crue. Andreassian et al. 2001 et Wagener et al. 2007ont montré combien il est crucial de tester la sensibilité des modèles pluie-débits à différents apports de pluie afin d'évaluer leurs sensibilités et leurs robustesses. La modélisation des crues est fortement influencée par les caractéristiques des précipitations, en particulier la distribution spatiale des précipitations et leur intensité (Andréassian et al. 2004; Saulnier and Le Lay 2009).

Les modèles basés sur les événements présentent plusieurs avantages par rapport aux modèles continus et sont souvent préférés pour les applications en temps réel et opérationnelles (Berthet et al. 2009). Ils ne nécessitent que des données à l'échelle de l'événement et évitent l'utilisation de séries chronologiques complètes. Ils sont également plus faciles à calibrer, car ils ne prennent en compte que les processus de crue à l'échelle de l'événement, et nécessitent donc moins de paramètres. Le principal inconvénient est que les conditions initiales doivent être définies à partir d'informations externes supplémentaires. En tant que telle, la méthode du nombre de courbes du service de conservation des sols (SCS-CN) est très populaire et a été

largement utilisée en raison de sa simplicité. Ce modèle intègre une méthode empirique pour estimer les conditions d'humidité antérieures (AMC) en utilisant trois niveaux d'AMC - sec, moyen, humide - basés sur la quantité de pluie tombée au cours des 5 derniers jours (Mishra and Singh 2003). Il a également été noté que les études sur les événements se heurtent souvent à des obstacles liés à l'absence de données climatiques à échelle fine, telles que les précipitations horaires et/ou infra-horaires, ce qui est conforme à l'étude menée par Gaume et al. 2004.

Au cours de cette étude, une approche de modélisation continue est également utilisée pour mieux comprendre le comportement hydrologique de bassin, cette approche consiste à utiliser des données journalières pour effectuer une modélisation continue qui nous permet de mieux analyser les changements rapides des débits après les tempêtes pluvieuses. En général, cette approche prend en compte, pour chaque événement, les précipitations précédentes (des 10 jours précédents) pour déterminer les paramètres. En général, les modèles hydrologiques continus sont considérés comme les plus appropriés pour estimer les conditions initiales (Kitanidis and Bras 1980; Calver et al. 1999; Lamb and Kay 2004). En outre, l'approche continue présente certains inconvénients en ce qui concerne les ensembles de données utilisés, c'est-à-dire que l'utilisateur de ces modèles continus doit fournir de longues séries temporelles de précipitations et parfois d'autres données telles que l'évapotranspiration, la température, l'humidité relative du sol, etc. (Berthet et al. 2009). La simulation en mode continu et événementiel est réalisée en utilisant un modèle couplé SCS-LR de la plateforme ATHYS afin de tester leur applicabilité dans le contexte méditerranéen semi-aride.

Dans cette étude, le modèle SCS-CN a été utilisé comme fonction de production pour simuler les débits de bassin versant du Haut Sebou car ce modèle est très flexible, et également capable de s'adapter à différents types de processus de formation des crues. Ainsi, le modèle Lag & Route a été utilisé comme fonction de transfert, leur choix s'explique par la volonté d'obtenir à la fois un modèle global de la contribution des différents paramètres (pertes, ruissellement, etc.) et précis en choisissant de connaître cette contribution pour chaque maille indépendamment des autres.

2. Critères de choix du modèle hydrologique ATHYS pour une modélisation événementielle

Plusieurs raisons justifient le choix d'utiliser la plate-forme ATHYS pour la modélisation pluie-débit dans le bassin du Haut Sebou. La nature distribuée du modèle permet de prendre

en compte la forte variabilité spatio-temporelle des caractéristiques physiques du bassin versant, et puisque ce modèle est adapté aux régions méditerranéennes semi-arides, et le modèle fonctionne aussi bien en mode événementiel. En outre, pour les bassins versants qui sont spatialement complexes ou qui ont une très grande surface, l'utilisation de modèles hydrologiques discrets basés sur des modèles numériques de terrain est préférable pour la modélisation hydrologique (Endreny et al. 2000). Plusieurs raisons limitent l'utilisation de ces modèles distribués dans un large éventail de bassins versants, en particulier dans les pays en développement, parmi lesquelles un grand nombre de données requises qui ne sont pas disponibles dans la plupart des cas, ainsi que les coûts de calcul très élevés.

3. Application du modèle couplé SCS-LR dans le bassin versant du Haut Sebou

En général, pour la quantification de l'hydrogramme total de la crue générée par le bassin de haut Sebou, deux parties essentielles doivent être suivies lors d'une modélisation pluie-débit :

- La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau, dont les principaux phénomènes sont les pluies, la fonte des neiges, l'évapotranspiration, l'infiltration et les modifications des réservoirs de surface et de profondeur. Cette première partie est appelée "fonction de production" et est calculée sur chaque maille entière. Généralement, pour un modèle distribué, le ruissellement de surface est généré par l'excès de précipitations sur toutes les mailles qui touchent la surface du bassin versant, tandis que le ruissellement total est considéré comme la somme du ruissellement de surface et du ruissellement souterrain (Ciarapica and Todini 2002).

La figure 26 explique le principe général de la fonction de production SCS-CN appliquée dans notre bassin versant, cette fonction nous permet donc de déterminer le bilan hydrique dans ce bassin versant maille par maille, Ceci est fait par la répartition des précipitations brutes (la quantité totale de pluie tombant dans le bassin) en précipitations nettes (la fraction des précipitations qui contribue au ruissellement) en tenant compte bien sûr des quantités d'eau extraites par les processus hydrologiques (Evapotranspiration, Infiltration, etc.), pour enfin quantifier le bilan hydrique total à la sortie de bassin versant.

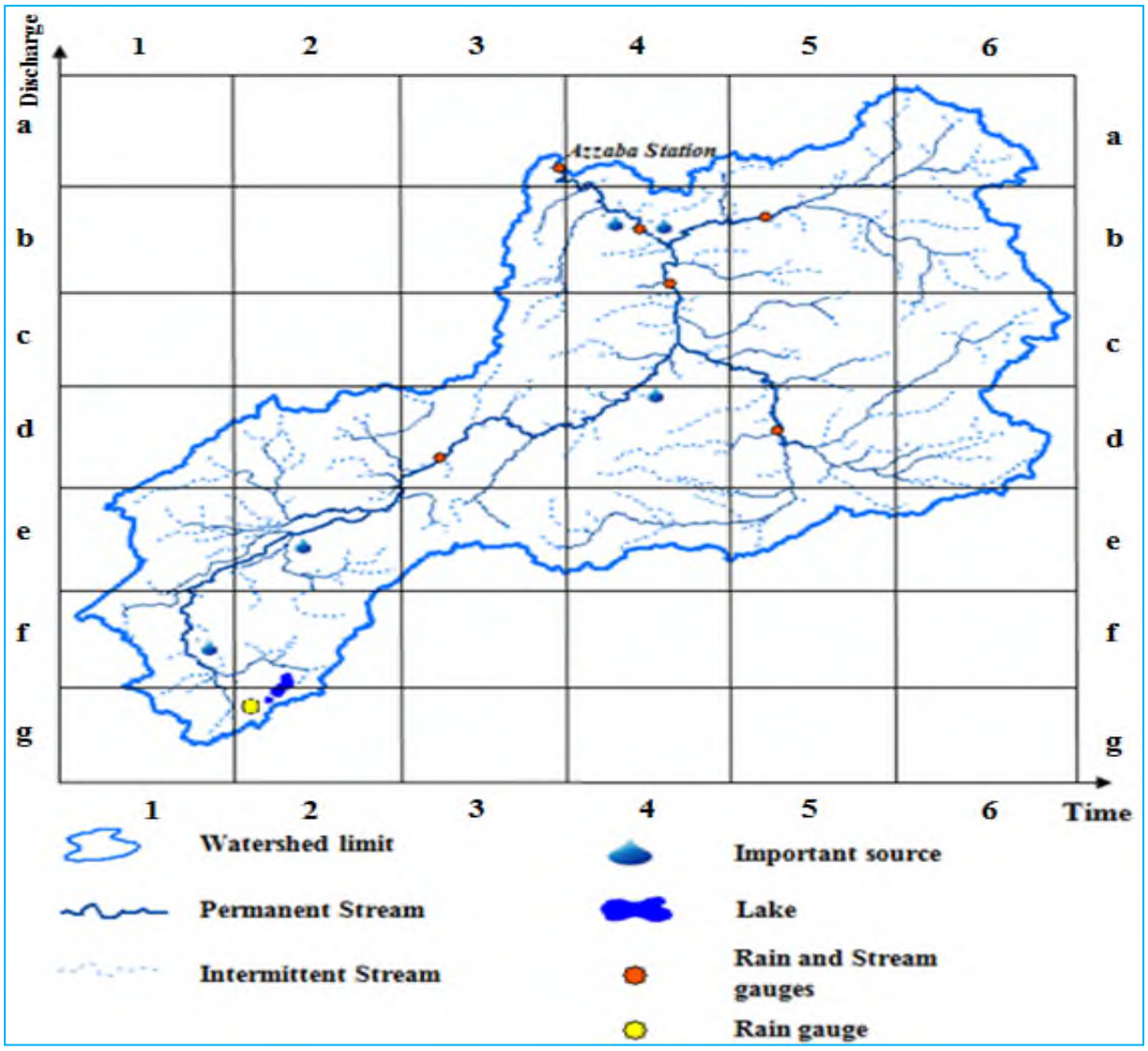


Figure 26: Création de mailles carrées régulières par superposition d'une grille sur le bassin versant étudié pour calculer les contributions de chaque maille "fonction de production SCS-CN" (Bouadila et al.2019)

La très grande surface du haut Sebou (4677 km2), est subdivisée par la plateforme MERCEDESS en 622 201 mailles carrées régulières pour tenir compte de la variabilité spatiale des processus hydrologiques.

- La deuxième partie concerne le transfert du débit dans le système de drainage. Les processus inclus dans cette partie prennent en compte l'influence des lacs, des marécages et des structures artificielles telles que les barrages, les dérivations, etc. Cette partie est appelée "**fonction de transfert**" et est réalisée à l'aide de mailles partielles.

Une explication très détaillée de la méthode d'application de la fonction de transfert "**Lag and Route**" dans le bassin étudié est présentée dans la figure 27. Après la discrétisation de la zone du bassin versant par la plate-forme MERCEDESS et la détermination du glissement d'eau

qui va contribuer au ruissellement maille par maille par le biais de la fonction de production, le rôle de la fonction de transfert vient de transférer ces contributions à l'exutoire de notre bassin à chaque pas de temps, et de produire un ensemble d'hydrogrammes élémentaires spécifiques aux mailles qui touchent la surface du zone d'étude, et ces hydrogrammes sont caractérisés par un décalage dans l'espace et le temps général, qui s'explique par le positionnement des mailles par rapport à l'exutoire.

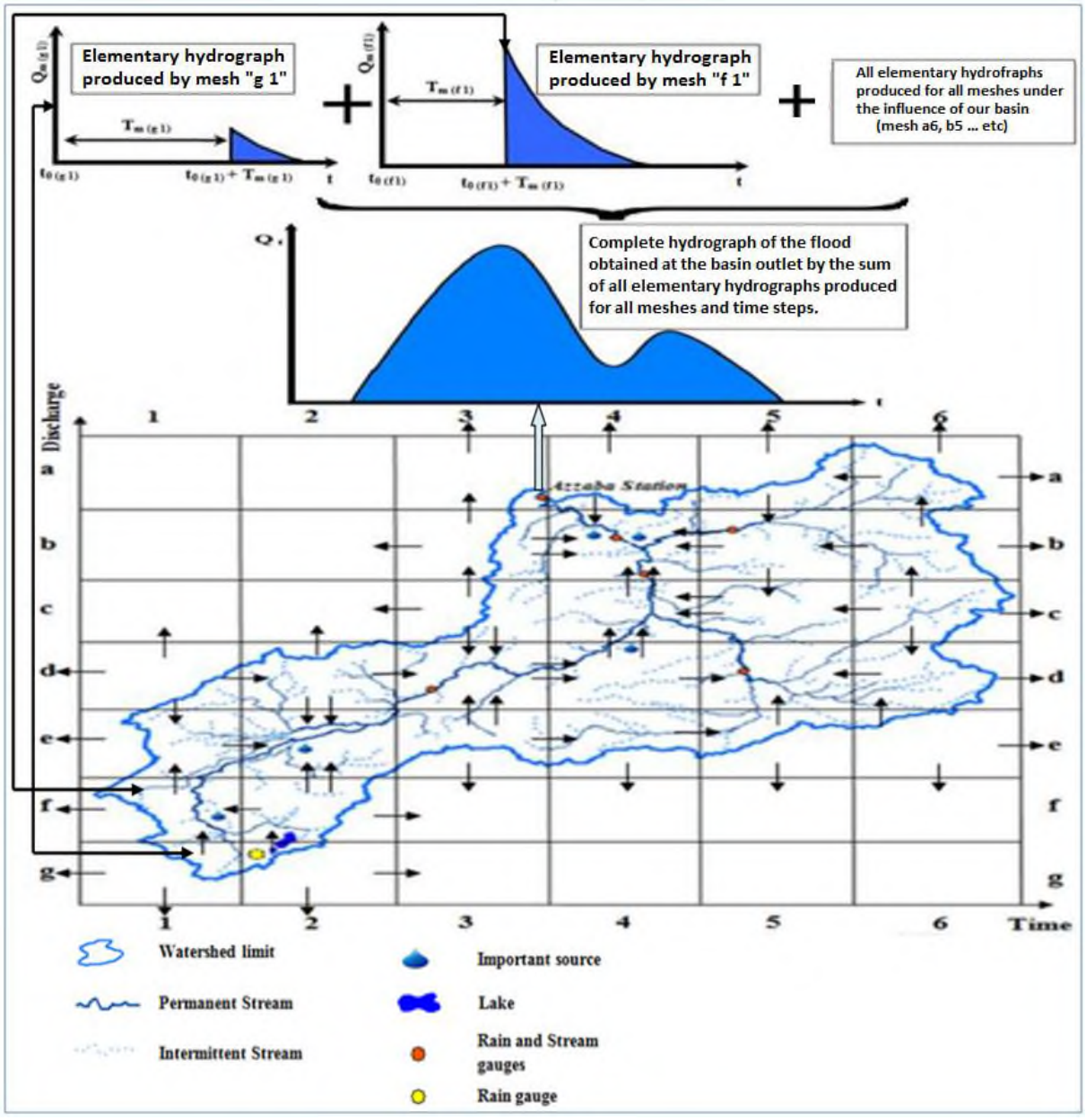


Figure 27: Schéma explicatif du principe général d'application de la fonction de transfert "Lag and Route" sur le bassin étudié (Bouadila et al. 2019)

La fonction de transfert "Lag & Route" utilisée dans cette étude permet de transférer les contributions produites par toutes les mailles directement à l'exutoire du bassin versant étudié sous forme d'hydrogrammes élémentaires, et qui représentent les contributions de maille par maille de manière séparative c'est-à-dire sans tenir compte des apports des mailles voisines et des pertes éventuelles au niveau des lits des rivières, et enfin l'hydrogramme complet de la crue est obtenu par la somme de l'ensemble des hydrogrammes élémentaires.

La fonction de transfert "**Lag and route**" achemine les volumes totaux $i_t(t)$produit par chaque maille vers l'exutoire du bassin versant. Ces apports arrivent ensuite à l'exutoire après un temps de propagation **Tm** (temps écoulé entre la pluie tombant sur une maille m et le début de l'événement à l'exutoire) calculé à partir de deux facteurs essentiels qui sont les suivants : la vitesse de transfert **Vm** (m/s) et aussi la longueur de trajectoire **Lm** (m) entre la maille m et l'exutoire du bassin versant déterminée par le modèle numérique de terrain utilisé comme entrée de modèle, et l'équation écrite comme suit :

$$\mathbf{T_m} = \sum_{m=0}^{n} \frac{\mathbf{L_m}}{\mathbf{V_m}} \qquad (56)$$

Où :

Lm : est la distance parcourue par l'eau entre la maille m et l'exutoire ;

Vm : est la vitesse de transfert entre la maille m et l'exutoire.

La contribution de la maille m est également amortie en appliquant un temps de diffusion **Km** (stockage) proportionnel au temps de propagation **Tm** (translation) qui est calculé par le modèle hydrologique sur la base du modèle numérique d'élévation, afin de déduire les débits correspondant à la contribution de cette maille au temps t.

$$\mathbf{T_m} = \frac{\mathbf{L_m}}{\mathbf{V0}} \qquad (57)$$

$$\mathbf{K_m} = \mathbf{K_0} * \mathbf{Tm} \qquad (58)$$

La fonction de transfert est donc contrôlée par deux paramètres : **V** pour régler le temps de propagation Tm et $\mathbf{K_0}$ pour régler le temps de diffusion Km. L'hydrogramme élémentaire produit par chaque maille à l'exutoire du bassin peut alors être calculé par :

$$\mathbf{Q_m(t)} = \frac{\mathbf{i_t(t_0)}}{\mathbf{Km}} . \mathbf{exp}\left(-\frac{\mathbf{t-(t_0+T_m)}}{\mathbf{Km}}\right) . \mathbf{A} \quad \mathbf{si\ t > t0+Tm} \qquad (59)$$

Si non Qm(t) = 0

Où A désigne la superficie du maille m. Les contributions élémentaires **Qm(t)** de chaque maille m sont ensuite additionnées pour calculer l'hydrogramme complet de la crue :

$$\mathbf{Q_t(t)} = \sum_{m=0}^{n} \mathbf{Q_m(t)} \qquad \textbf{(60)}$$

4. Calibration du modèle en mode événementiel

La calibration des modèles hydrologiques est effectuée pour identifier et reconnaître certaines propriétés hydrologiques du bassin versant. En effet, la simplification de la réalité par l'estimation de certains paramètres qui ne peuvent être directement liés aux mesures de terrain, d'où la nécessité de la calibration. Et aussi selon Moriasi et al. 2007, les paramètres du modèle sont estimés de la meilleure façon possible lors de la calibration afin de comparer les résultats obtenus en sortie avec des mesures ponctuelles dans les stations de jaugeage des cours d'eau (débits observés).

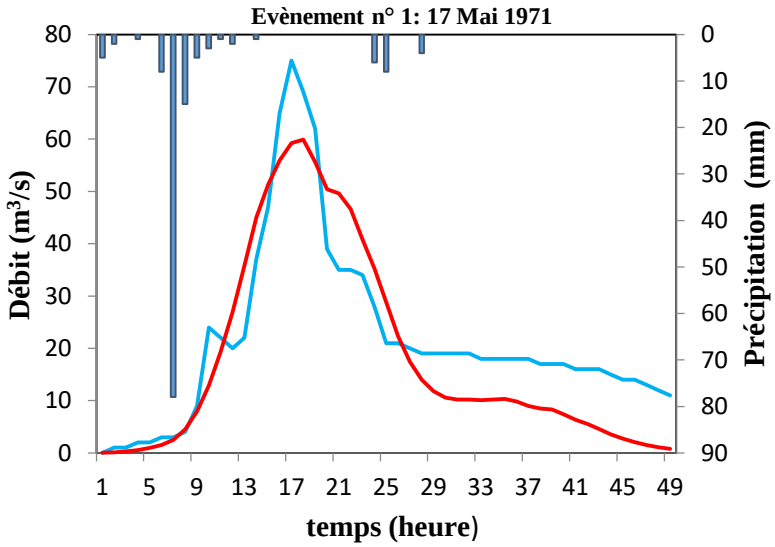
Le calage est effectué pendant une période où les précipitations et le débit doivent être disponibles avec un pas de temps horaire. En général, il est nécessaire de considérer une période d'une à plusieurs années afin de fixer les paramètres pour toutes les saisons, sur des événements très différents.

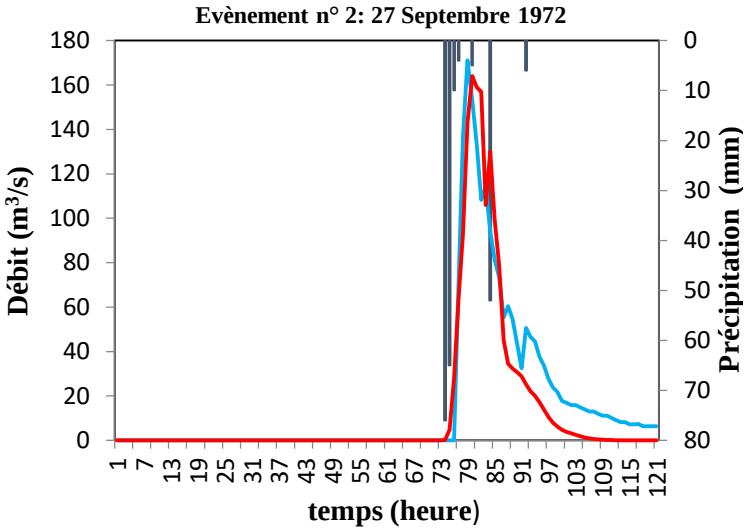
Dans la première phase de cette étude, un calage manuel par essai-erreur et tâtonnements successifs de différentes valeurs de paramètres est utilisé, et après avoir obtenu des paramètres optimaux (Tab. 18), un calage automatique est également utilisé pour améliorer la qualité des critères de performance pour 7 épisodes de crue les plus important dans la station d'Azzaba et qui sont disponibles entre 1971 et 1978.

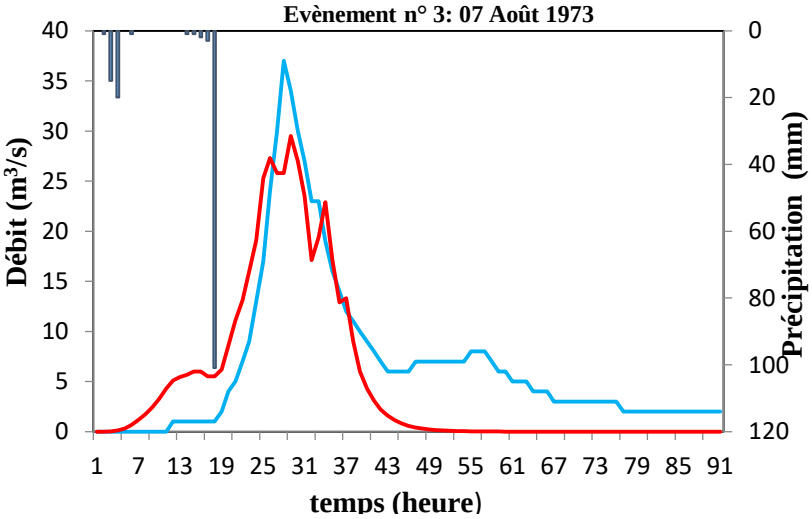
Tableau 18: Valeurs des paramètres optimaux obtenus après le calage de sept événements à la station d'Azzaba

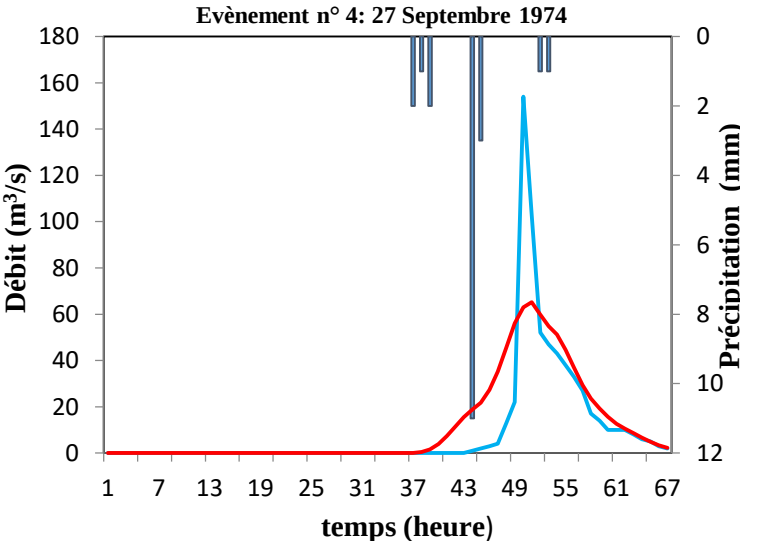
Episodes	**Paramètres optimaux**				
	S	**W**	**Ds**	**V_0**	**K_0**
17/05/1971	430	0,01	7,60	3,00	0,70
27/09/1972	538	0,01	9,80	4,40	0,70
07/08/1973	490	0,01	8,00	2,60	0,70
27/09/1974	300	0,01	9,01	4,51	0,70
27/04/1976	280	0,01	6,53	4,48	0,70
24/10/1977	290	0,01	8,40	5,00	0,70
11/04/1978	260	0,01	2,80	4,00	0,70
Moyenne	**370**	**0,01**	**7,45**	**4,00**	**0,70**

Les résultats obtenus après calibration du modèle pour les 7 épisodes de crue sont présentés dans la figure 28. Dans la phase finale de cette étude, sept autres épisodes disponibles dans une autre station de mesure "Ain_Timedrine" dans ce bassin sont utilisés pour valider le modèle hydrologique et tester leur applicabilité dans le contexte méditerranéen semi-aride.









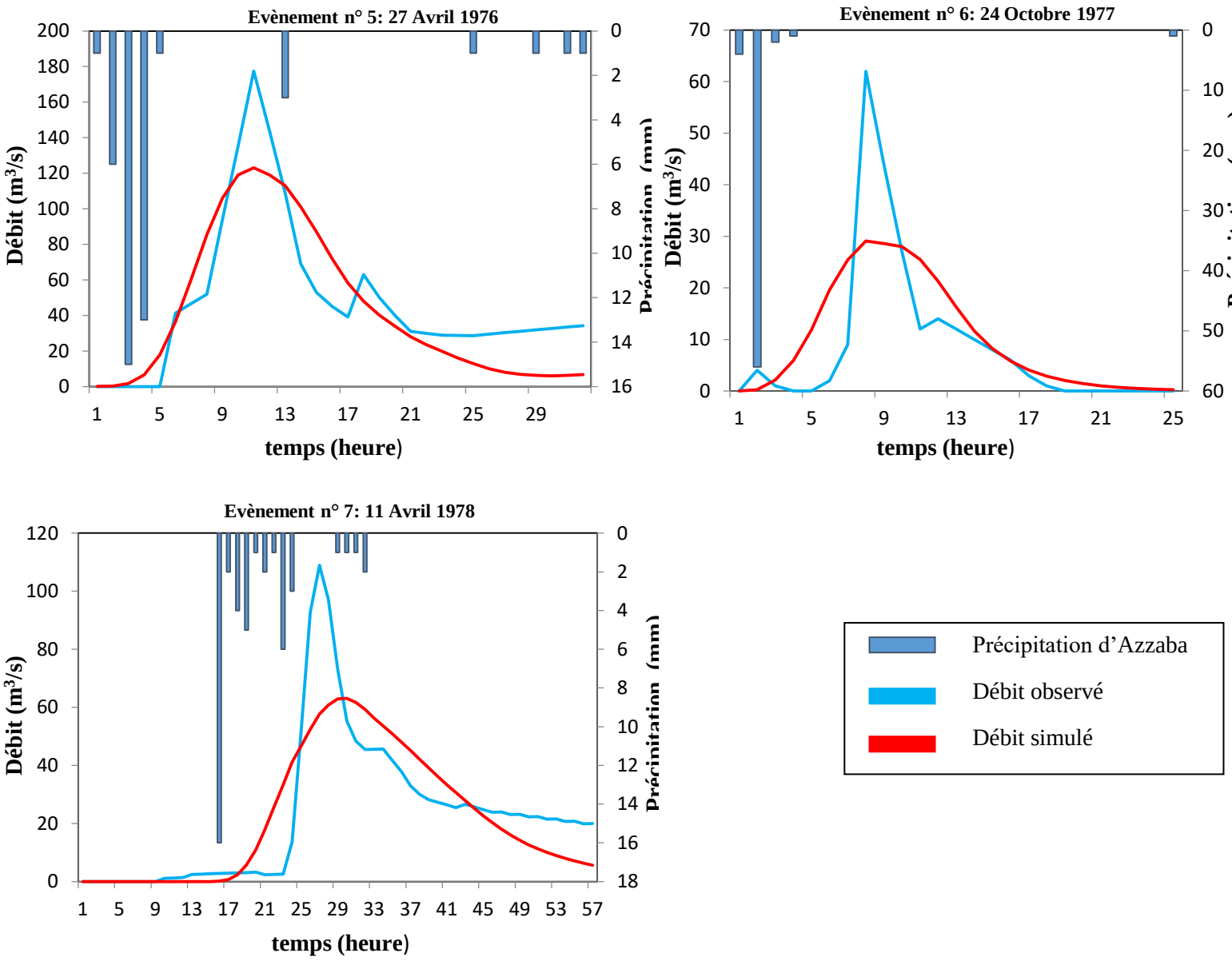


Figure 28: Hydrogrammes de crues simulées et observées pour les 7 événements les plus importants à la station d'Azzaba (pas de temps = 60min)

La représentation des événements souligne que le modèle reflète clairement la sous-estimation des pics dans tous les épisodes utilisés; les récessions sont trop rapides et les faibles débits sont trop faibles. Il est également remarquable que les simulations et les observations soient en très bon accord pour 5 événements (événements 1, 2, 3, 5 et 7) et faiblement pour les deux autres événements (événements 4 et 6), ce qui montre la comptabilité du modèle couplé SCS-LR avec le climat méditerranéen semi-aride. Il convient également de noter que les débits moyens simulés sont inférieurs aux débits moyens observés dans la plupart des cas. Mais en général, les analyses à l'œil nu ne sont pas suffisantes pour évaluer la qualité des simulations.

Une évaluation à l'aide d'équations mathématiques est donc nécessaire pour s'assurer que notre modèle hydrologique a réussi à reproduire les débits dans le bassin étudié.
En analysant les valeurs des paramètres choisis pour le calage et qui ont conduit à des meilleures simulations, sont généralement réalistes. À titre d'exemple, la valeur moyenne de la capacité maximale du réservoir sol est d'environ 370 mm. Cela confirme que la quasi-totalité du bassin est légèrement affectée par l'urbanisation, ce qui est en bon accord avec la réalité de ce bassin dominé par l'aspect rural.

5. Validation du modèle en mode événementiel

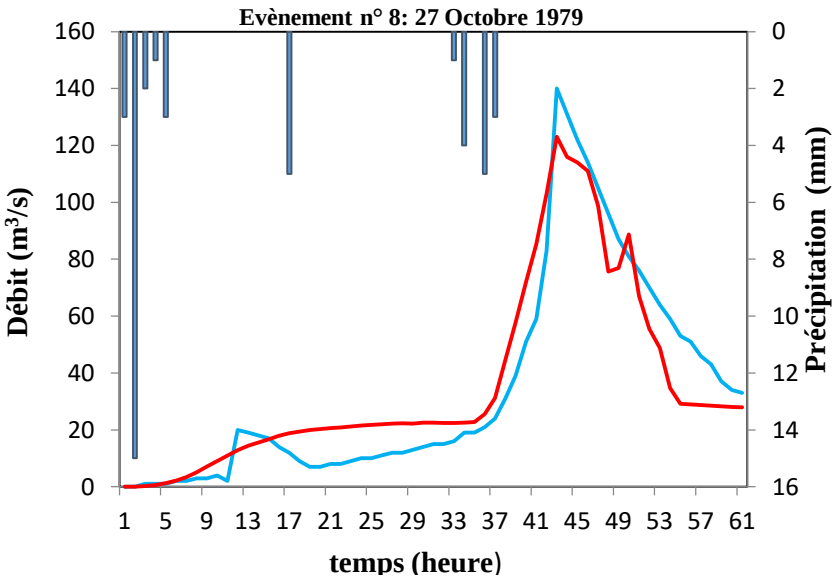
D'une manière générale, cette phase vise à valider le réalisme des résultats, en vérifiant si le modèle calibré simule correctement d'autres séries de données qui ne sont pas utilisées lors du calage. Dans la phase finale de validation, les valeurs prédites sont comparées à celles observées pour vérifier si la fonction objective est atteinte. Si ce n'est pas le cas pour toutes les séries de données utilisées pour la validation, les hypothèses de calage peuvent être réexaminées par l'utilisateur du modèle hydrologique (White and Chaubey 2006).

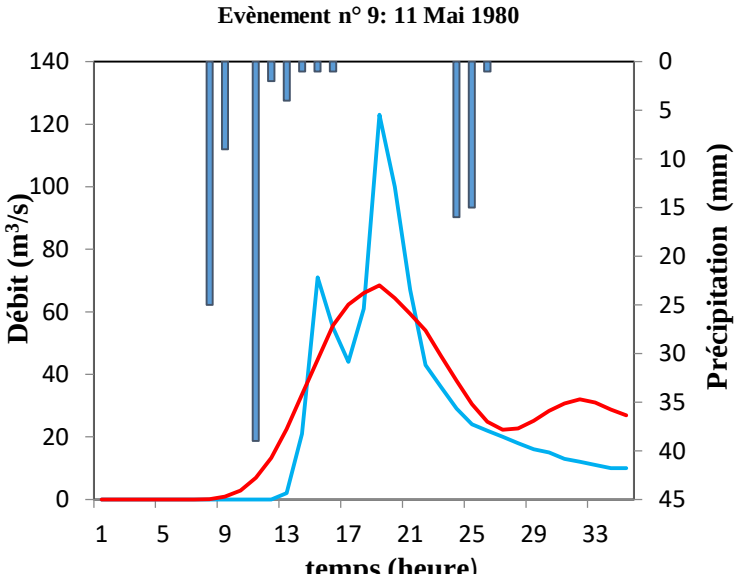
Il existe généralement plusieurs méthodes pour valider un modèle hydrologique, mais dans cette étude la validation est effectuée sur une période différente pour le même bassin et plus précisément, la validation est basée sur les données disponibles dans la station "Ain_timedrine" qui se située juste en amont de l'exutoire de haut Sebou.
Toujours dans cette étude, nous avons utilisé un nombre d'événements égal à celui utilisé lors de la phase de calage afin d'appliquer le **test split sample** (Klemeš 1986). Notez également que la validation est effectuée en utilisant les valeurs moyennes des paramètres (Tab. 19) obtenus lors de la phase de calage pour tester l'applicabilité de notre modèle hydrologique dans la zone étudiée et à différentes périodes de l'année.

Tableau 19: Les valeurs moyennes des paramètres utilisés pour valider le modèle à la station d'Ain_Timedrine

Episodes	Valeurs moyennes des paramètres				
	S	**W**	**Ds**	**V_0**	**K_0**
27/10/1979	370	0,01	7,45	4,00	0,70
11/05/1980	370	0,01	7,45	4,00	0,70
24/10/1981	370	0,01	7,45	4,00	0,70
09/11/1983	370	0,01	7,45	4,00	0,70
08/05/1990	370	0,01	7,45	4,00	0,70
09/05/1993	370	0,01	7,45	4,00	0,70
09/06/1996	370	0,01	7,45	4,00	0,70
Moyenne	**370**	**0,01**	**7,45**	**4,00**	**0,70**

La figure 29 montre les événements utilisés pour la validation.





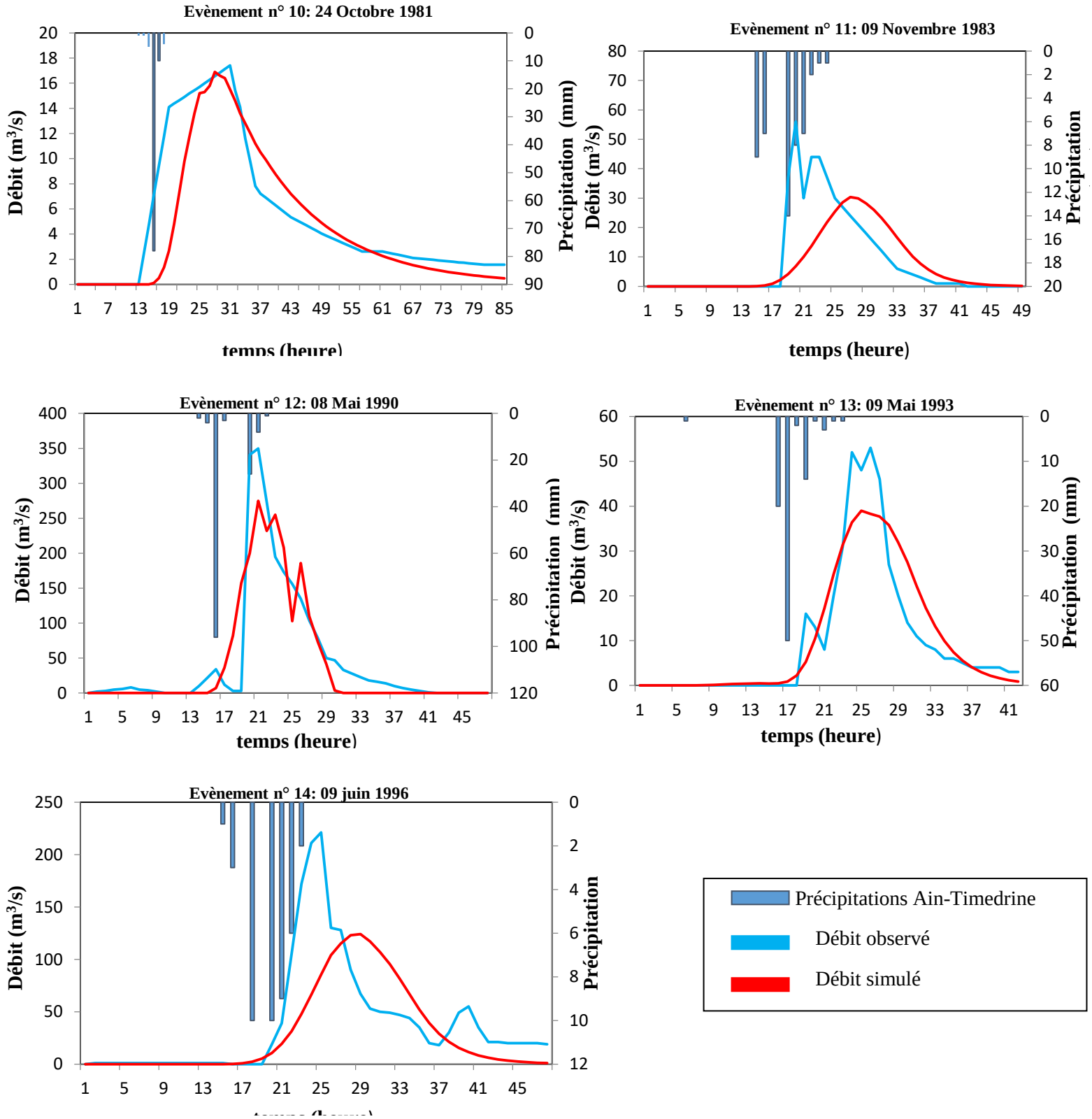


Figure 29: Illustration de la simulation de sept événements de crue utilisées pour la validation du modèle à la station d'Ain-Timedrine (pas de temps = 60min)

L'analyse de l'allure générale des hydrogrammes résultants (Fig. 29), montre que le modèle couplé SCS-LR de la plateforme ATHYS tend à sous-estimer les débits de point dans tous les événements. Cette sous-estimation est due principalement à la nature rurale et karstique du terrain de notre bassin versant, ces facteurs augmentent l'infiltration des eaux de pluie vers les formations souterraines et par conséquent une diminution du niveau de ruissellement.

6. Evaluation statistique des résultats

Dans cette étude, plusieurs critères ont été retenus afin d'apprécier les capacités du modèle à reproduire le comportement du bassin versant, ces critères (NSE, PBIAS, RMSE, et R^2) sont calculés manuellement grâce a l'utilisation des équations mathématiques.

Le tableau 20 présente les fonctions objectives calculées pour évaluer la qualité des simulations de sept événements utilisés dans la phase de calage.

Tableau 20: Valeurs des critères de performance calculés après le calage de sept événements à la station Azzaba

Episodes	Critères de performance							
	NSE	**Evaluation**	**PBIAS %**	**Evaluation**	**RMSE**	**Evaluation**	**R^2**	**Evaluation**
17/05/1971	0,75	Bonne	16,40	Satisfaisant	0,50	Très bonne	0,84	Très bonne
27/09/1972	0,89	Très bonne	19,21	Satisfaisant	0,34	Très bonne	0,90	Très bonne
07/08/1973	0,68	Bonne	26,9	Insatisfaisant	0,57	Bonne	0,75	Très bonne
27/09/1974	0,63	Satisfaisant	-20,87	Satisfaisant	0,61	Satisfaisant	0,63	Bonne
27/04/1976	0,74	Bonne	9,78	Très bonne	0,51	Bonne	0,77	Très bonne
24/10/1977	0,57	Satisfaisant	-17,58	Satisfaisant	0,66	Satisfaisant	0,58	Satisfaisant
11/04/1978	0,69	Bonne	3,87	Très bonne	0,56	Bonne	0,69	Bonne
Moyenne	**0,71**	Bonne	**5,39**	Très bonne	**0,54**	Bonne	**0,74**	Bonne

En général, les critères de performance calculés pour tous les événements de crue modélisés par le modèle couplé SCS-LR montrent une évaluation entre satisfaisante et très bonne, ce qui indique que le modèle appliqué dans cette étude a réussi à reproduire les débits à la sortie du haut Sebou.

D'après une analyse approfondie de ces résultats, on peut constater que l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui calcule les différences entre les hydrogrammes observés et modélisés tend vers zéro, et aussi pour la fonction objectif "Nash-Sutcliffe" on peut noter qu'elle varie entre 0,57 et 0,89 comme valeur maximale. Cela montre l'applicabilité de ce modèle dans le contexte méditerranéen semi-aride, en particulier pour la calibration en mode événementiel.

De plus, la fonction objective PBIAS est utilisée pour mesurer la tendance du modèle à sous-estimer ou à surestimer les flux simulés. Alors que les valeurs positives de ce critère résultant

pour les événements 1, 2, 3, 5 et 7 montrent la tendance du modèle couplé SCS-LR de la plate-forme ATHYS à sous-estimer les débits dans ces épisodes. En revanche, les valeurs négatives de ce critère pour les autres événements indiquent que les débits modélisés sont supérieurs aux valeurs des données observées dans les hydrogrammes de crue.

Pour vérifier la performance du modèle dans l'analyse du débit à court terme (1 heure), les résultats de critères de performance obtenus après la validation du modèle sont présentés dans le tableau 21.

Tableau 21: Les valeurs de critères de performance calculés pour les sept événements utilisés pour valider le modèle à la station d'Ain_Timedrine

Episodes	**Critères de performance**							
	NSE	**Evaluation**	**PBIAS %**	**Evaluation**	**RMSE**	**Evaluation**	**R^2**	**Evaluation**
27/10/1979	0,90	Très bonne	-3,42	Très bonne	0,32	Très bonne	0,90	Très bonne
11/05/1980	0,73	Bonne	-14,48	Bonne	0,52	Bonne	0,76	Très bonne
24/10/1981	0,52	Satisfaisant	0,66	Très bonne	0,69	Satisfaisant	0,52	Satisfaisant
09/11/1983	0,36	Insatisfaisant	16,37	Satisfaisant	0,80	Insatisfaisant	0,38	Insatisfaisant
08/05/1990	0,79	Très bonne	9,62	Très bonne	0,46	Très bonne	0,79	Très bonne
09/05/1993	0,84	Très bonne	-3,60	Très bonne	0,40	Très bonne	0,84	Très bonne
09/06/1996	0,39	Insatisfaisant	23,16	Satisfaisant	0,78	Insatisfaisant	0,43	Insatisfaisant
Moyenne	**0,65**	Satisfaisant	**4,04**	Très bonne	**0,57**	Bonne	**0,66**	Bonne

Sur la base des résultats prévus en utilisant les données pluviométriques avec un pas de temps horaire (Fig. 29) et également selon les critères de performance du tableau 21, nous pouvons dire que notre modèle est validé et/ou reproduit bien les débits dans notre bassin versant.

Une analyse très détaillée des valeurs des critères de performance montre que l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est relativement plus faibles, c'est-à-dire très proches de zéro, ce qui implique que les résultats sont très efficaces et encourageants. En outre, les valeurs négatives du critère de performance PBIAS dans les événements 8, 9 et 13 montrent que le modèle surestime les débits dans la plupart des points de ces événements, et pour quatre autres événements restants, une sous-estimation des débits est remarquable (PBIAS positif).

7. Calibration du modèle en mode continu

Le modèle ATHYS est un modèle conceptuel distribué qui peut également être utilisé pour la modélisation continue. Le pas de temps pour le mode continu est journalier et il permet la prise en compte d'un grand nombre de processus (y compris les infiltrations dans le lit du cours d'eau, les écoulements profonds, etc). La plupart des modules adoptent un formalisme de modélisation simple (modèle de réservoir pour le sol, modèles de type jour-dégré pour la

croissance de la végétation) et certains modules proposent différents formalismes tels que le ruissellement selon la méthode du nombre de courbes (SCS 1972) utilisée dans cette étude.

Notre objectif de modéliser le fonctionnement hydrologique à l'échelle annuelle par l'utilisation de pas de temps journalier permet de mieux analyser le comportement hydrologique et la simulation d'une longue période dans notre bassin. Le modèle ATHYS comprend 5 paramètres, qui sont modifiés manuellement par la technique d'essai et d'erreur pour réduire la différence entre les valeurs observées et calculées et pour obtenir les paramètres optimaux (Tab. 22).

Tableau 22: Valeurs des paramètres optimaux obtenus après le calage d'une période de cinq ans dans la station Azzaba

Période	**Paramètres optimaux**				
	S	**W**	**Ds**	**V0**	**K0**
01/01/2003 - 31/12/2007	325	0,09	0,04	1,45	0,70

La figure 30 montre la période utilisée pour la modélisation en mode continu.

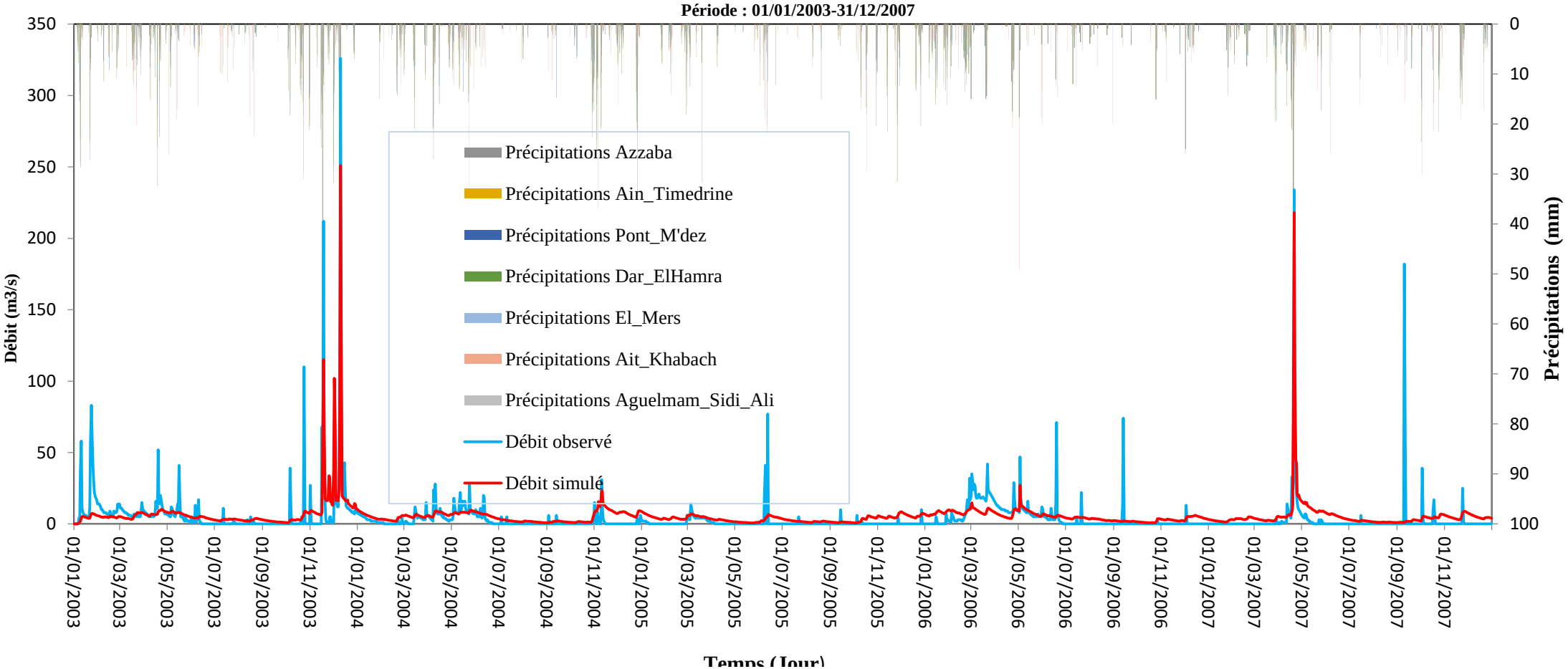


Figure 30: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations à la station d'Azzaba

La comparaison de l'allure générale des hydrogrammes simulés et observés nous permet de dire que la calibration est très forte par le modèle hydrologique appliqué (Fig. 30), aussi une analyse très approfondie des débits de base calculés et observés nous donne des informations sur la meilleure restitution de ces débits. La comparaison des débits de pointe montre que le modèle a tendance à sous-estimer les pics de crue sur la période utilisée.

Pour les paramètres optimaux obtenus après le calage de la période de cinq ans, on peut dire que ces valeurs semblent logiques et répondent aux propriétés physiques de l'ensemble du bassin versant.

8. Validation du modèle en mode continu

La validation est utilisée pour contrôler l'ensemble des paramètres optimisés pendant la période de calage (Tab. 23). Il doit donc être différent pour vérifier que cet ensemble de paramètres peut être transposé d'une période à l'autre.

Tableau 23: Les valeurs moyennes de paramètres utilisés pour valider le modèle avec une période de quatre ans à la station Azzaba

Période	**Valeurs moyennes des paramètres**				
	S	**W**	**Ds**	**V0**	**K0**
01/01/2008 - 31/12/2011	325	0,09	0,04	1,45	0,7

La période utilisée dans cette étude pour valider le modèle est présentée dans la figure 31.

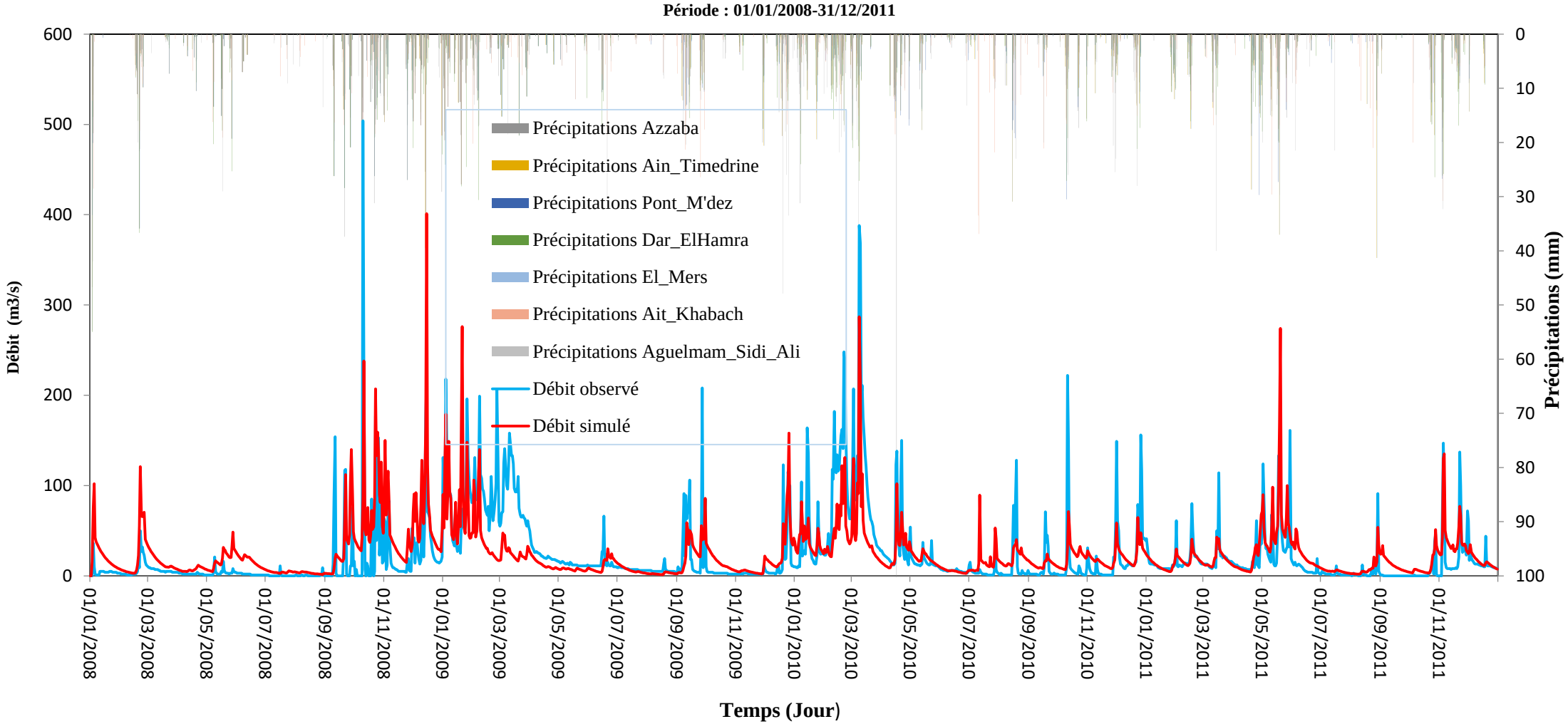


Figure 31: Hydrogrammes simulés et observés au cours des quatre années "2008-20011" et la variation des précipitations à la station d'Azzaba

Sur la base de la figure 31, nous pouvons dire que la validation du modèle donne des résultats satisfaisants. En comparant les débits observés avec ceux obtenus par le modèle couplé SCS-LR de la plate-forme ATHYS, on peut dire que ce dernier a réussi à reproduire les débits à la station d'Azzaba en particulier pendant les périodes d'étiage tout au long de la période de validation.

D'ailleurs, les débits de pointe sont toujours sous-estimés par le modèle, nous avons donc tendance à sous-estimer les pics dans cette période étudiée (débit observé max : 504 m^3/s et débit calculé max : 401 m^3/s).

9. Evaluation des résultats par les critères statistiques de performance

9.1. Evaluation des résultats de calibration

En plus de l'examen visuel de l'hydrogramme simulé, diverses fonctions objectives sont utilisées pour mesurer la capacité du modèle pluie-débit ATHYS à reproduire les débits à l'exutoire du haut Sebou, et les résultats de ces critères sont présentés dans le tableau 24.

Tableau 24: Valeurs des critères de performance calculés après le calage du modèle dans la station Azzaba

Période	**Critères de performance**							
	NSE	**Evaluation**	**PBIAS %**	**Evaluation**	**RMSE**	**Evaluation**	**R^2**	**Evaluation**
01/01/2003 - 31/12/2007	0,55	Satisfaisant	-38,80	Insatisfaisant	0,67	Satisfaisant	0,57	Satisfaisant

Les valeurs très importantes de ces critères de performance indiquent une relation significative entre les débits observés et ceux calculés par le modèle.

Sur la base des intervalles des paramètres de performance et de leurs indications, nous pouvons constater pour le critère de Nash-Sutcliffe qu'il est supérieur à 0,50, ce qui signifie un calibrage satisfaisant de la période étudiée.

La valeur négative de la fonction objectif PBIAS montre également que les débits modélisés sont surestimés par le modèle couplé SCS-LR, et c'est confirmé par les statistiques réalisées après le calage de ce modèle pour déterminer les volumes de ruissellement relative aux hydrogrammes observés et simulés qui sont successivement 630547200m^3 et 876849558m^3. Par ailleurs, cela ne permet pas de dire que le modèle surestime également les débits de pointe pendant la période utilisée, ainsi le traitement visuel de l'aspect général de l'hydrogramme simulé (Fig. 30) montre une remarquable sous-estimation de ces débits de pointe.

9.2. Evaluation des résultats de validation

Aussi une vérification très précise de la qualité du validation puisque certaines différences entre les débits observés et modélisés ne sont pas remarquables à l'œil nu, il est donc nécessaire de réaliser une étude de performance en calculant certains critères qui permettent de détecter les petites différences entre la simulation et l'observation, les valeurs de ces paramètres de performance sont indiquées dans le tableau 25.

Tableau 25: Les valeurs des critères de performance calculés après la validation du modèle pour une période de quatre ans à la station Azzaba

Période	**Critères de performance**							
	NSE	**Evaluation**	**PBIAS %**	**Evaluation**	**RMSE**	**Evaluation**	**R^2**	**Evaluation**
01/01/2008 - 31/12/2011	0,44	Insatisfaisant	-3,8	Très bonne	0,74	Insatisfaisant	0.45	Insatisfaisant

D'après ce tableau, on peut noter que le critère de Nash-Sutcliffe est inférieur à 0,5 et que l'erreur RMSE n'est pas proche de zéro, ce qui montre que les débits dans le bassin sont mal reproduits par le modèle SCS-LR de la plateforme ATHYS, surtout en période de hautes débits.

La mauvaise simulation des débits sur cette période est due au manque de données sur les précipitations. Cela est dû au fait que la prévision des débits est étroitement liée à la qualité et à la disponibilité des données.

10. Conclusion

Ce travail s'est concentré sur la modélisation pluie-débit événementielle et continue du bassin versant du Haut Sebou en utilisant une plateforme discrétisée "ATHYS". Ce plateforme a été sélectionné pour la prévision des crues dans ce travail pour plusieurs raisons, parmi lesquelles leur applicabilité dans le contexte méditerranéen semi-aride et le nombre de paramètres réduits et aussi leur critère distribué qui permet la prise en compte des processus physiques et la bonne spatialisation des précipitations maille par maille dans notre bassin, cette plateforme est utilisée pour la première fois dans ce bassin et la performance des résultats donnés par le modèle encourageront les futurs hydrologues à utiliser ce modèle dans d'autres bassins avec le même contexte climatique pour une meilleure prévision des crues.

Dans cette étude, une modélisation en mode événementiel est élaborée pour permettre la simulation de la relation pluie-débit afin de simuler le comportement hydrologique du bassin versant du Haut Sebou pour un mode de fonctionnement spécifique. En général, les événements de crues sont utilisés sans tenir compte de la spécification de l'historique des conditions précédentes. Les résultats obtenus pour quelques événements lors de la calibration ou de la validation sont très satisfaisants dans la plupart des cas, ce qui montre l'applicabilité de ce modèle dans le bassin étudié.

En général, la gamme des régimes hydrologiques explorés est beaucoup plus importante dans le cas de la modélisation continue, pour laquelle la modélisation continue est utilisée dans ce travail pour simuler en continu le bilan et les transferts d'eau à l'échelle du bassin versant sur des longues périodes. Le pas de temps utilisé pour la modélisation en mode continu est journalier. Ce pas de temps est particulièrement intéressant pour mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin versant, en particulier les changements rapides des débits suite aux tempêtes estivales, et aussi pour comparer les débits calculés par le modèle avec les débits mesurés dans la station de jaugeage.

Par la comparaison et l'analyse des résultats et des simulations, les décideurs peuvent comprendre le comportement hydrologique dans le bassin considéré afin de mieux préciser les limites de cette étude pour permettre une évaluation de la disponibilité et/ou l'accès aux données pour trouver des résultats de simulation beaucoup plus pertinents à l'avenir, et aussi pour accroître la pertinence et l'applicabilité de l'outil ATHYS dans d'autres contextes climatiques.

Chapitre 5 : Implémentation de trois modèles hydrologiques (SWAT, ATHYS, GR4J) pour tester l'influence de la spatialisation sur la qualité des simulations

1. Introduction

L'eau est un facteur majeur de vie et régulateur du développement des pays universellement reconnu, pour cela, elle doit être gérée et quantifiée par la mise en place d'outils d'aide à la décision et de gestion des ressources en eau. Parmi ces outils, les modèles hydrologiques qui ont émergé au cours des trente dernières années, en particulier les modèles de transformation des précipitations en ruissellement.

L'augmentation des capacités de calcul et l'amélioration de l'outil informatique rendent la simulation de la transformation des précipitations en ruissellement par les modèles mathématiques très réactive. Une multitude de modèles hydrologiques sont à la disposition des utilisateurs, mais les modèles conceptuels distribués, semi-distribués et globales sont les plus utilisés dans les études hydrologiques, et cela s'explique bien sûr par leurs applicabilités dans différents contextes climatiques. Cette applicabilité diffère généralement d'un climat à l'autre, et dans un même climat on peut parfois avoir des résultats très différents en passant d'une période à l'autre (Klemeš 1986; Ewen and Parkin 1996; Wood et al. 2004; Fowler et al. 2007; Rosero et al. 2010; Merz et al. 2011; Seiller et al. 2012; Gharari et al. 2013; Coron et al. 2014; Ewert et al. 2015; Dakhlaoui et al. 2017).

Les modèles conceptuels présentent également plusieurs avantages en termes d'applicabilité, notamment dans les bassins des pays en développement où les données ne sont pas toujours disponibles et/ou accessibles aux utilisateurs de modèles hydrologiques (Wilby and Dessai 2010; Tramblay et al. 2013). Parmi ces avantages, il est possible de noter que le nombre réduit de données utilisables en entrée et également le nombre réduit de paramètres qui facilite la phase de calibration. Sur la base de ces avantages cités, l'applicabilité de ces modèles conceptuels à un large éventail des bassins versants dans le monde peut être facilement comprise.

Le grand bassin de Sebou, y compris notre bassin du Haut Sebou, présente une grande contrainte, qui pourrait être un facteur limitant sinon un frein à son développement est le

problème des inondations et des crues. En effet, ce bassin versant est l'un des bassins du Maroc qui contient un grand nombre de sites menacés par les inondations, ces dernières perturbent parfois les activités économiques de ce bassin, et causent des dommages considérables aux infrastructures de base et aussi à la production agricole qui est la principale source pour la plupart des habitants de ces régions.

Au cours de cette étude, une approche continue de modélisation est utilisée afin de mieux analyser les évolutions rapides des débits après les tempêtes pluvieuses et de mieux comprendre le comportement hydrologique de notre bassin. En général, les modèles hydrologiques continus utilisant des données avec un pas de temps quotidien sont considérés comme les plus appropriés pour estimer les conditions antérieures (Calver et al. 1999; Lamb and Kay 2004). Pour cette raison, la simulation des débits a été effectuée grâce à l'implémentation de trois modèles conceptuels (ATHYS, SWAT, et GR4J) qui diffèrent en termes de spatialisation afin de tester l'influence de la discrétisation des bassins versants lors de calibration sur la qualité des résultats finaux.

2. Préparation des données hydrométéorologiques

Dans cette étude, des séries de données journalières de précipitations et de températures ont été obtenues pour sept stations météorologiques (Azzaba, Ain Timedrine, Pont M'dez, Dar El hamra, El Mers, Ait Khabach, et Aguelmam Sidi Ali) et une série des débits journalières est été obtenue pour une seul station de jaugeage (Azzaba). La période choisie pour faire les simulations des débits dans le bassin du Haut Sebou se comprise entre 01/01/2000 Jusqu'au 31/12/2011.

2.1. Préparation des données de la plateforme ATHYS

Pour la plateforme ATHYS, Les fichiers Hydrométéorologiques et les fichiers des coordonnées sont constitués à partir d'un fichier de type CSV, formé généralement sur Excel. Après le modélisateur a besoin d'adapter ces fichiers pour être utilisables dans la Plateforme ATHYS (Conversion des fichiers « .csv » en fichiers « .63 »). L'ensemble de ces opérations est généralement effectué dans le module **Vishyr**, Egalement a noté que ce module nous permet aussi de faire plusieurs opérations telles que la visualisation et/ou modification des fichiers d'entrés, extractions des statistiques, etc.

Pour notre cas les fichiers « .csv » contiennent les données de pluie de sept stations pluviométriques et le débit observé au niveau de la station hydrométrique d'Azzaba, chaque

épisode correspondant à des pas de temps fixes consécutifs, compris entre une date début et une date de fin. Chaque pas de temps est associé à une ligne contenant les données hydrométriques et pluviométriques correspondantes. Ces données sont séparées par des points virgules ou des espaces.

2.2. Préparation des données de la plateforme SWAT

L'exécution du SWAT nécessite des données métrologiques, principalement les précipitations journalières, les températures minimales et maximales journalières, l'éclairement solaire journalier, l'humidité relative moyenne journalière, et la vitesse moyenne journalière du vent.

La préparation de base de données météorologique (.wgn) du SWAT constitue une étape cruciale pour la réussite des simulations, puisque à partir de ce fichier les modélisateurs peuvent exécuter le SWAT même dans les cas où les données climatiques ne sont pas suffisantes ou bien de mauvaise qualité. Cet avantage constitue une valeur ajoutée pour les pays en développement où les données ne sont pas suffisamment abondantes.

Les variables du WGN sont calculés sur un nombre maximum d'années afin que le SWAT puisse définir les caractéristiques climatiques générales de la zone étudiée. Pour le bassin versant du Haut Sebou, ces caractéristiques sont calculées pour sept stations météorologiques distribuées dans différent partie du bassin et pour une période de 35 ans (du 01/01/1979 au 31/12/2013).

Les paramètres météorologiques qui devraient être calculé et ajouté à la base de données météorologiques (.wgn) du SWAT sont :

- **TITLE** : Nom attribué aux fichiers météo par l'utilisateur
- **WLATITUDE** : Latitude de la station météorologique (degrés)
- **WLONGITUDE** : longitude de la station météorologique (degrés)
- **WELEV** : Élévation de la station météorologique (degrés)
- **TMPMXa** : Moyenne mensuelle (mois a) des températures maximales journalières de l'air (°C).
- **TMPMNa** : moyenne mensuelle (mois a) des températures minimales journalières de l'air (°C).
- **TMPSTDMXa** : Ecart type des températures maximales quotidiennes de l'air en mois a (°C).

- **TMPSTDMNa** : Ecart type des températures minimales quotidiennes de l'air en mois a (°C).
- **PCPMMa** : Précipitations mensuelles (Mois a) totales moyennes (mmH2O).
- **PCPSTDa** : Ecart-type des précipitations quotidiennes du mois a (mmH2O/jour).
- **PCPSKWa** : Coefficient d'asymétrie des précipitations quotidiennes en mois a.
- **PR_W1a** : Probabilité qu'un jour humide suivre un jour sec dans le mois a.
- **PR_W2a** : probabilité qu'un jour humide suivre un jour humide dans le mois a.
- **PCPDa** : Nombre moyen de jours d'enregistrement de précipitations dans le mois a.
- **RAINHHMXa** : Maximum de 0,5 heure de pluie sur toute la période d'enregistrement du mois a (mmH2O).
- **SOLARAVa** : Rayonnement solaire quotidien moyen pour le mois a (MJ/m2/jour).
- **DEWPTa** : Température moyenne quotidienne du point de rosée pour chaque mois a (°C).
- **WINDAVa** : Vitesse moyenne quotidienne du vent en mois a (m/s).

Pour le calcul de ces 14 variables mentionnées ci-dessus, deux programmes (pcpSTAT et Dew.exe) et Microsoft Excel doivent être utilisés. PCPMMa, PCPSTDa, PCPSKWa, PR_W1a, PR_W2a et PCPDa sont facilement générés à l'aide de pcpSTAT et, pour la variable DEWPTa, peut être calculés par le programme Dew.exe. Les autres variables sont calculées manuellement sur Microsoft Excel.

La préparation des fichiers d'entrée contenant les précipitations et les températures maximales et minimales pour la période visée pour la simulation peut être effectuée sur des fichiers texte (.txt). Dans le premier fichier de précipitations, le nom et les coordonnées (Latitude, Longitude et Élévation) de la station de simulation doivent être définis de sorte que la plate-forme SWAT relie ces données aux données du **Système de génération de données météorologiques (Weather Generator data)**, mais le second fichier (.txt) contient les valeurs de précipitations, et il convient de noter qu'il en va de même pour les températures maximales et minimales de la période de simulation.

2.3. Préparation des données de la plateforme GR4J

L'exécution du GR4J est généralement facile en comparaison avec le SWAT puisqu'il demande comme entrée juste précipitations journalières (P), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et les débits mesurés sur la station de jaugeage (Q). Le calcule de

l’évapotranspiration potentiel a été effectué grâce a l’utilisation de l’équation proposée par Oudin et son équipe en 2005.

3. Préparation des données cartographiques

Dans cette étude, trois modèles pluie-débit sont utilisés mais uniquement les plateformes ATHYS et SWAT qui nécessitent des données cartographiques en entrée. Pour la plateforme ATHYS, leur exécution peut être effectuée en utilisant uniquement des données climatiques et un modèle numérique d'élévation (MNE). En revanche, l'exécution de la plateforme SWAT nécessite plus de données cartographiques qui sont successivement :

- Le modèle numérique d’élévation ;
- La carte d’occupation de sol ;
- La carte pédologique.

N.B : Il faut noter que ces couches de données doivent avoir la même Projection et même système des coordonnées.

3.1. Modèle numérique d'élévation

Le modèle numérique d'élévation utilisé dans cette étude a été extrait des images satellite SRTM du CGIAR-CSI et est caractérisé par une résolution de 90m. L'utilisation de cette résolution est principalement due au fait que la plate-forme ATHYS rencontre des problèmes lors de l'intégration de MNE de très haute résolution, en particulier pour les bassins de très grande superficie. La surface de notre bassin est de 4677 km^2, ce qui rend les calculs très difficiles lorsqu'on utilise des MNE avec une résolution inférieure à 90m. Ce MNE a également été utilisé dans la plateforme SWAT pour la détermination des caractéristiques physiographiques du bassin telles que la délimitation du bassin et du sous-bassin, l'extraction du réseau hydrographique, etc. (Fig. 32) afin d'éviter d'autres facteurs qui pourraient fausser la comparaison entre les plateformes considérées pour cette étude.

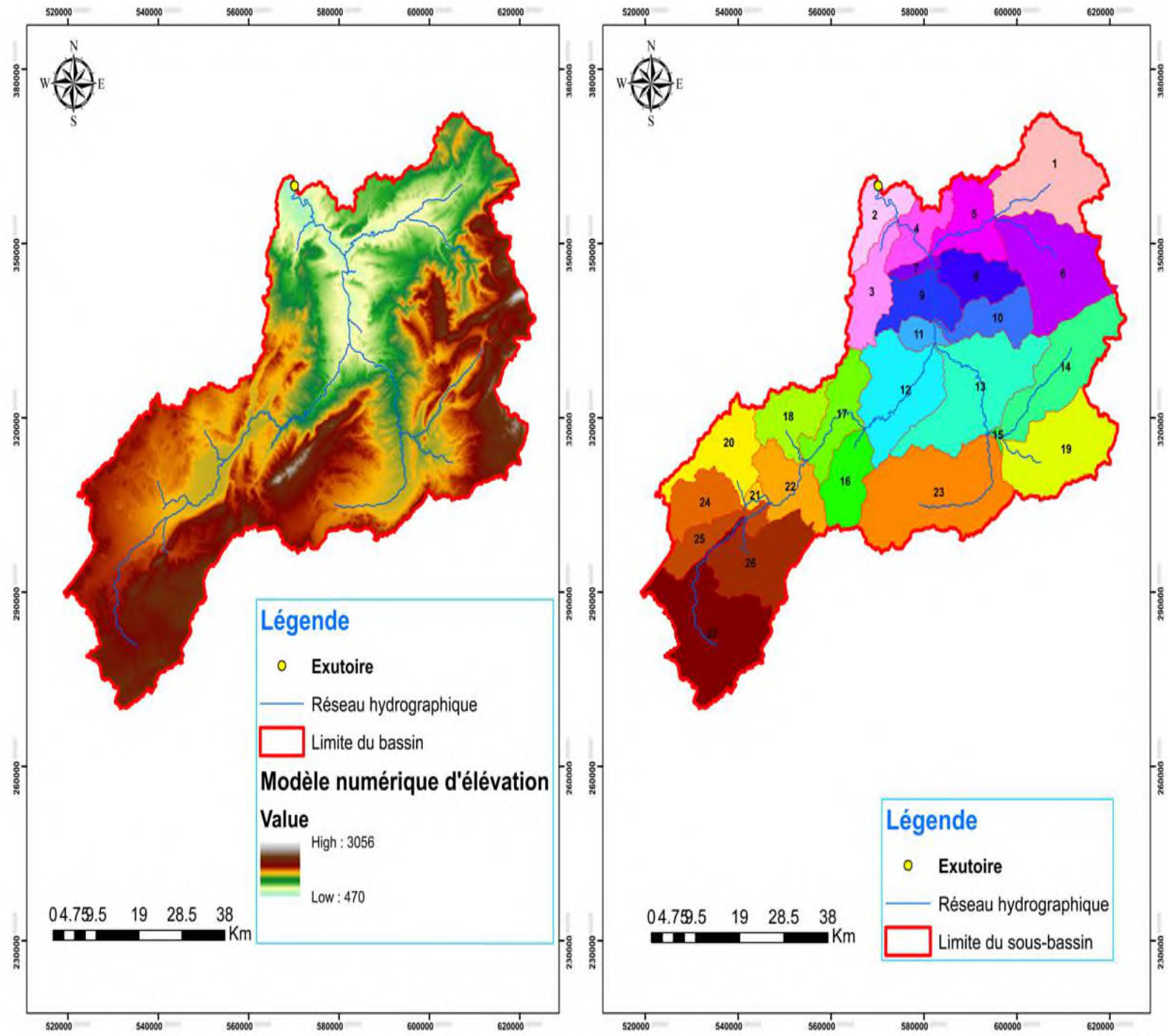


Figure 32: Carte de modèle numérique d'élévation du bassin versant du Haut Sebou (à gauche) et carte de répartition des sous-bassins (à droite)

3.2. Données sur l'utilisation des sols

La carte d'occupation des sols utilisée dans cette étude a été fournie par le Service d'aménagements des forêts et de bassins versants du Moyen-Atlas – Fès. Après le géoréférencement de cette carte, les sept types d'utilisation des terres ont été digitalisés pour

obtenir une carte sous forme de Shapefile. Généralement, l'intégration des cartes d'occupation du sol sur ARCSWAT peut se faire au format « shapefile », mais dans notre cas, cette carte a été convertie au format raster (Fig. 33) pour éviter certaines erreurs lors de l'exécution du modèle.

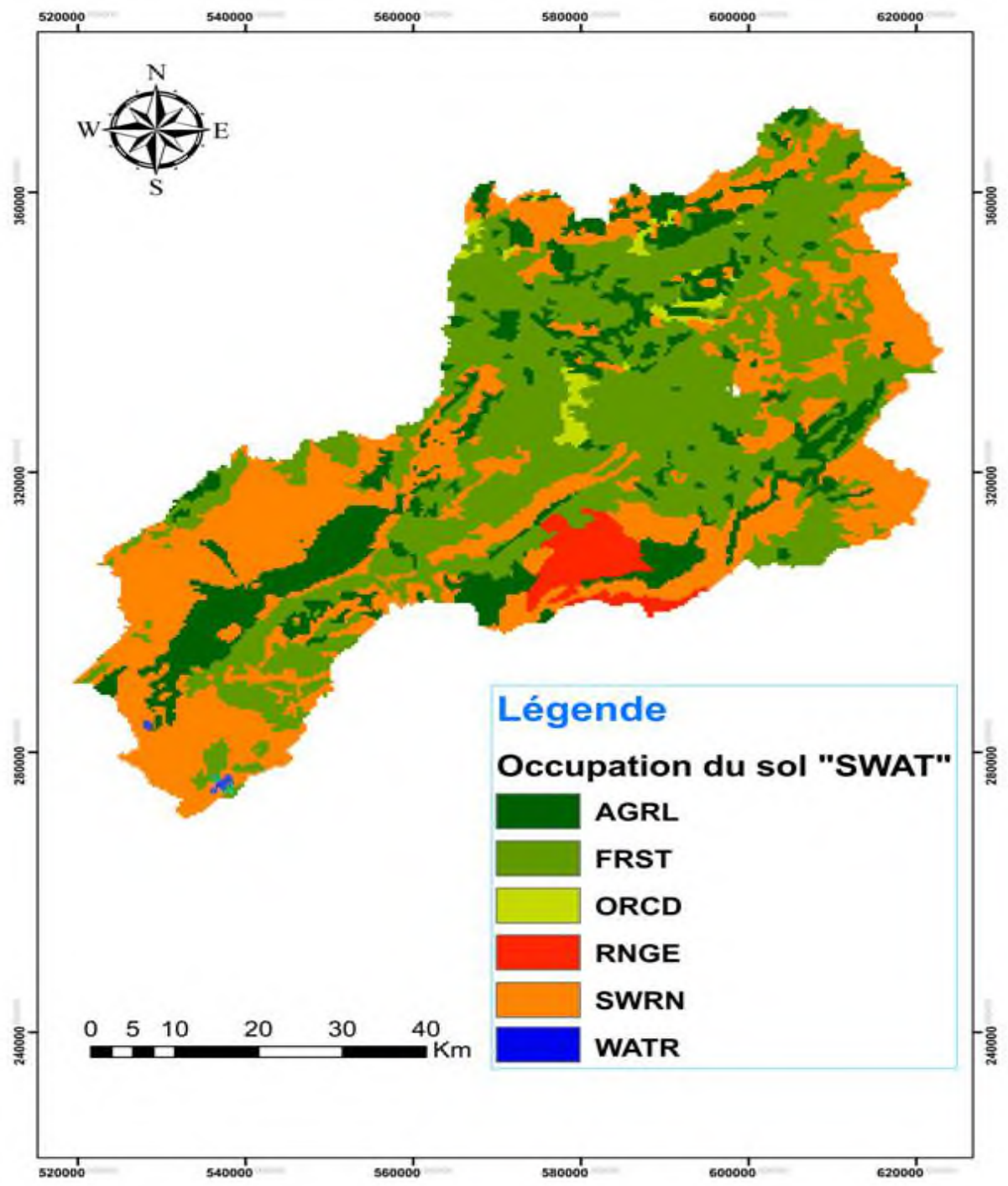


Figure 33: Carte d'occupation des sols de la zone d'étude sous format «Raster»

Le nom spécifique de chaque utilisation des terres (Tab. 26) doit également être utilisé afin que la plate-forme SWAT puisse identifier chaque type en fonction de sa propre liste d'utilisations des terres. Pour les autres classes d'utilisation des terres et leurs nominations dans la nomenclature ARCSWAT, voir Biesbrouck et al. (2000); Jaffrain et al. (2005).

Tableau 26: La superficie et le code SWAT de chaque utilisation de terre dans le bassin versant du Haut Sebou

Type d'occupation des sols	Code d'occupation des sols du SWAT	Superficie %
Terrain de culture	AGRL	16.29
Foret claire	FRST	11.6
Foret dense	FRST	21.28
Foret moyennement dense	FRST	10.84
Arboriculture	ORCD	1.25
Alfa	RNGE	2.79
Terrains Incultes + parcours	SWRN	35.9
Surface d'eau	WATR	0.05

3.3. Données sur les sols

La carte des types de sol fournie par le Service d'aménagement des forêts et de bassins versants du Moyen-Atlas - Fès a également été géoréférencée et digitalisée pour obtenir une carte au format Shapefile, cette carte a également été convertie au format raster (Fig. 34) pour une intégration facile dans ARCSWAT.

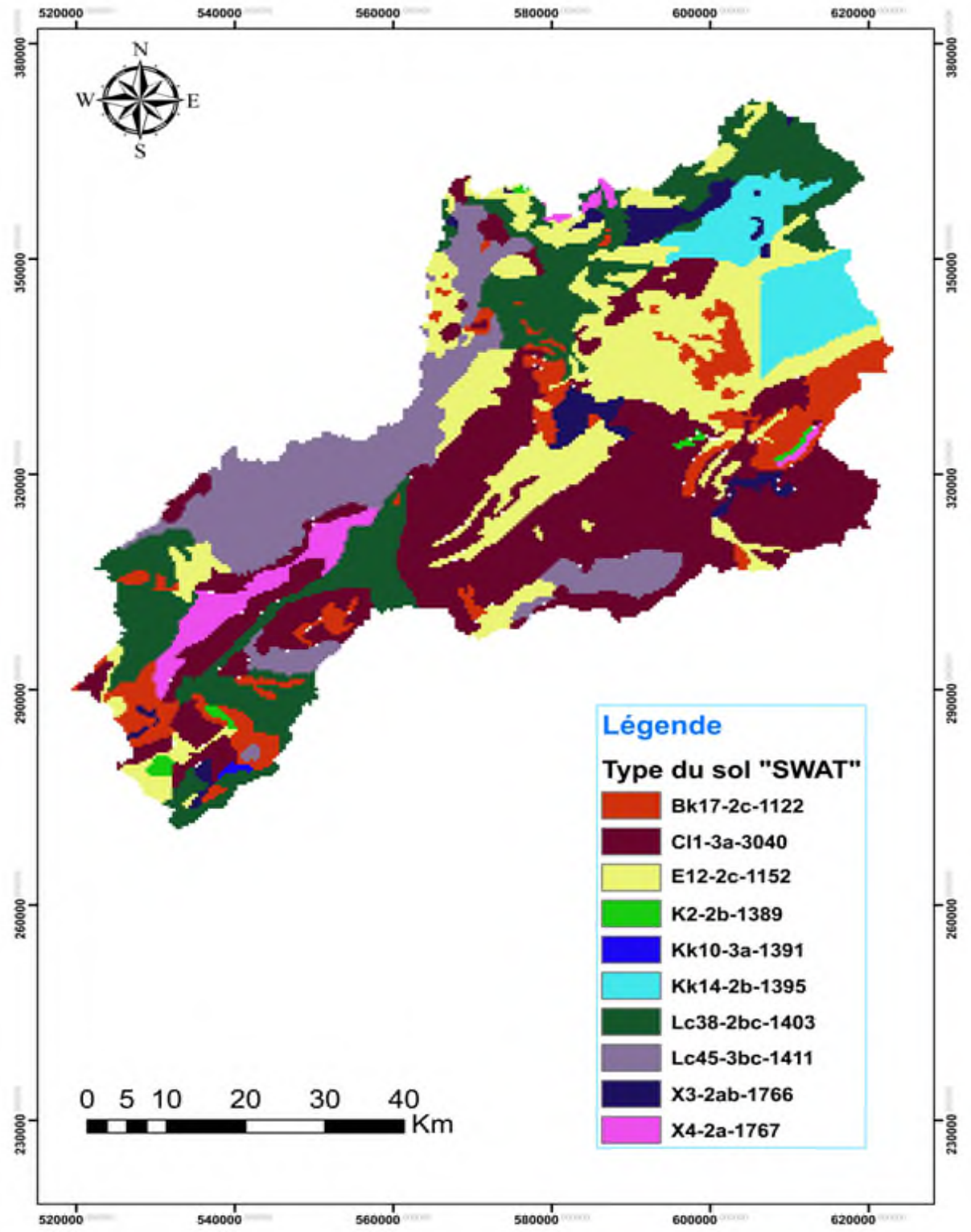


Figure 34: Carte de type des sols de bassin versant du Haut Sebou sous format «Raster»

Après la préparation du carte pédologique il faut également aussi fournir au ARCSWAT une base de données contient les types du sol inclus dans notre zone d'étude (Tab. 27) et les valeurs de plusieurs paramètres concernant chaque type de sol. Parmi les avantages qui

présente cette zone d'étude c'est que les dix sols de cette zone se trouvent dans la base de données d'ARCSWAT, alors on n'est pas besoin de calculer les paramètres spécifique a chaque type de sol.

Tableau 27: La superficie et le code SWAT de chaque Type de sol dans le bassin versant du Haut Sebou

Type du sol	Code du type de sol du SWAT	Superficie %
Mineraux bruts	Bk17-2c-1122	8.69
Calsimagnesiques	Cl1-3a-3040	29.14
Peu evolues	E12-2c-1152	20.67
Vertisols	K2-2b-1389	0.47
Complexe C3	Kk10-3a-1391	0.09
Complexe C4	Kk14-2b-1395	5.76
Complexe C1	Lc38-2bc-1403	16.96
Complexe C2	Lc45-3bc-1411	12.76
Isohumique	X3-2ab-1766	2.93
sesquioxydes de fer	X4-2a-1767	2.53

4. Calage des trois modèles hydrologique et présentation des paramètres optimaux obtenus

Les trois modèles hydrologiques considérés pour cette étude ont été utilisés pour simuler les débits a la station d'Azzaba pour la période allant du 01/01/2000 jusqu'au 31/12/2006. Les deux premières années (2000 et 2001) sont considérées comme une période de réchauffement. Plusieurs études ont montrés l'importance d'utilisation de la période de réchauffement afin de permettre le modèle hydorologique à prendre en compte l'état d'humidité de sol et d'autre condition (Muthuwatta et al. 2009; Zabaleta et al. 2014; Daggupati et al. 2015). Pour notre zone d'étude deux ans ont été utiliser comme période de réchauffement, le choix de cette période est basé sur les études suivantes : Brouziyne et al. 2017, 2018 et qui utilisent une période de deux ans pour initier le modèle dans un bassin voisin a notre zone d'étude (Bassin de R'dom), Egalement l'étude fait par Douglas-Mankin en 2010 a montré les bénéfices d'utilisation de deux ans comme période de réchauffement pour l'amélioration de la qualité des résultats.

La figure 35 présente les résultats de la calibration des trois modèles hydrologiques (ATHYS, SWAT, GR4J) sur la période considérée en utilisant une approche continue de modélisation. A partir de ces résultats, on constate une bonne concordance entre les observations et les simulations. On note également que les débits de points pendant la période considérée sont

sous-estimés par les trois modèles, et ceci est dû au fait que ces modèles tendent à sous-estimer les débits dans des contextes semi-arides. Néanmoins, ces modèles ont un avantage très important car ils permettent de bien reproduire les faibles débits qui ont un rôle très important dans le cycle hydrologique.

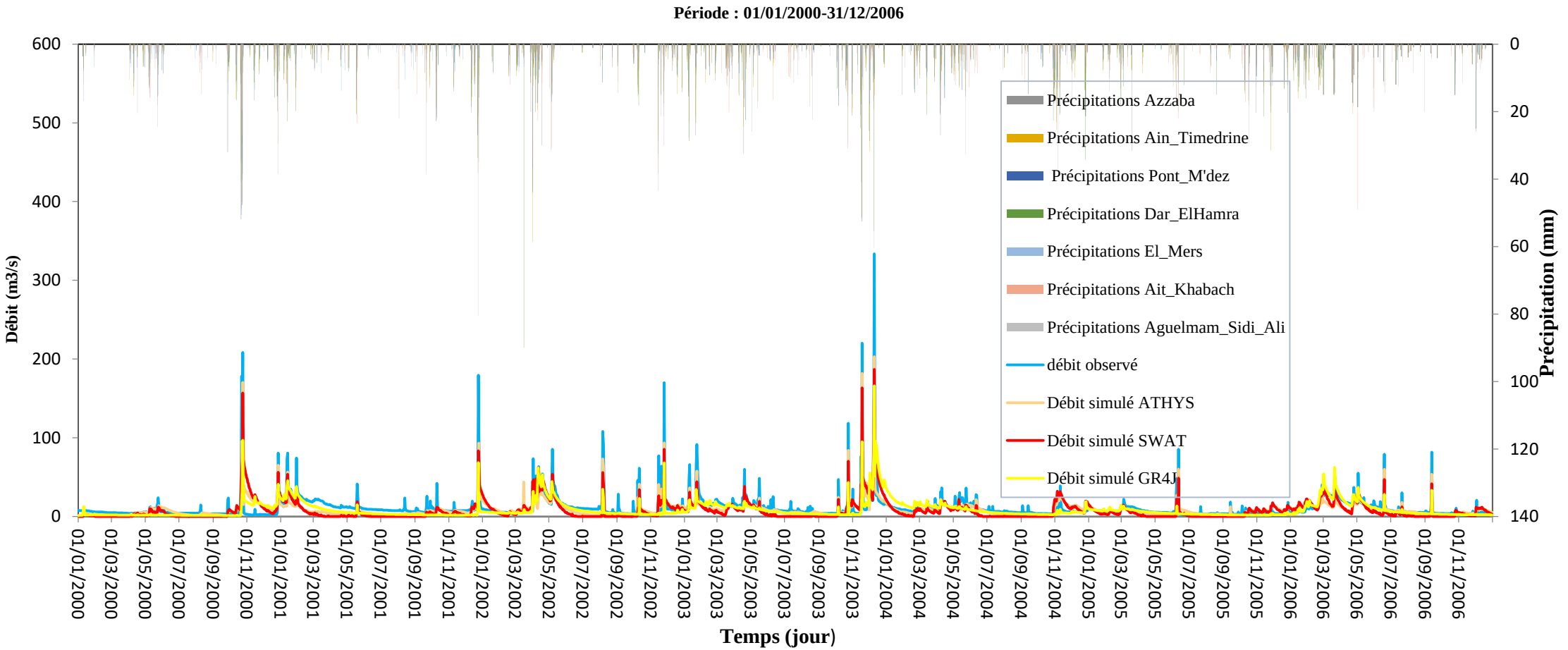


Figure 35: Hydrogrammes observé et simulés par les trois modèles hydrologiques et variation des précipitations dans les sept stations météorologiques incluses dans le bassin du Haut Sebou au cours des sept années (2000-2006)

L'analyse des paramètres résultants (Tab. 28) par le modèle couplé SCS-LR (ATHYS), montre que ces paramètres sont logiques et acceptables dans la zone d'étude, qui est caractérisée par la perméabilité importante (la capacité maximale du réservoir souterrain "S" est d'environ : 390 mm) due au nature karstique de terrain du bassin versant du Haut Sebou. Egalement le paramètre V_0 (**Vitesse maximale atteinte à l'exutoire pendant l'événement)** montre une valeur égale a 2.7 m/s ce qui est en bon accord avec la nature rurale de notre bassin.

Tableau 28: Paramètres optimaux retenus pour le calage du modèle (ATHYS) et analyse de sensibilité

Paramètre	**Fonction de production**			**Fonction de transfert**	
	S	**W**	**Ds**	**V_0**	**K_0**
Intervalle de confiance	0 à 500	0 à 1	0 à 10	0 à 10	0 à 5
Valeur optimale	390	0.15	0.04	2.7	0.4
Degré de sensibilité	Forte	Moyen	Moyen	Forte	Faible

Le tableau 28 fournit une analyse de sensibilité, les intervalles de confiance, les paramètres optimaux, et une description très détaillé de 30 paramètres choisis pour la simulation des débits dans le bassin considéré pour la présente étude. Le choix de ces paramètres est basé sur plusieurs études hydrologique qui utilisant la plateforme SWAT dans différent partie de monde (Exp, Feyereisen et al. 2007; Ghebremichael et al. 2010; Zabaleta et al. 2014; Yen et al. 2015). Ce tableau montre que les paramètres les plus sensibles qui peuvent fortement influencer l'allure générale de l'hydrogramme simulé et les critères de performance sont successivement : CN2, SLSUBBSN, SOL_AWC, et SOL_K, et le reste des paramètres influencent fortement et/ou modérément la qualité des résultats.

Tableau 29: La description des paramètres SWAT sélectionnés pour l'analyse de sensibilité et les paramètres optimaux obtenus lors de la simulation des débits du bassin versant du Haut Sebou

Paramètres	Processus	Fichier d'entrée	Unité	Valeur par défaut	Min	Max	degré de sensibilité	Valeur optimale	Description
CN2	Ruissellement	.mgt	Sans dimension	Varié pour le HRU	35	98	Forte	65	Numéro de la courbe initiale pour la condition d'humidité AMCII
SURLAG	Ruissellement	.bsn	Jours	6	1	24	Faible	6	Temps de retard du ruissellement direct en surface
ESCO	Évaporation	.bsn	Sans dimension	0.95	0	1	Moyen	1	Facteur de compensation de l'évaporation du sol
EPCO	Évapotranspiration	.bsn	Sans dimension	1	0	1	Faible	1	Facteur de compensation de la consommation d'eau par les plantes
SFTMP	Neige	.bsn	C	1	-5	5	Faible	1	Température des chutes de neige
SMFMN	Neige	.bsn	mm/C-day	4.5	0	10	Faible	4.5	Facteur minimum de fonte des neiges pour le 21 décembre
SMFMX	Neige	.bsn	mm/C-day	4.5	0	10	Faible	4.5	Facteur maximal de fonte des neiges pour le 21 juin
SMTMP	Neige	.bsn	C	0.5	-5	5	Faible	0.5	Température de base de la fonte des neiges
TIMP	Neige	.bsn	Sans dimension	1	0	1	Faible	1	Facteur de décalage de la température du manteau neigeux
SNOCOVMX	Neige	.bsn	Mm	1	0	500	Faible	1	Teneur minimale en eau de la neige qui correspond à 100% de la couverture neigeuse
SNO50COV	Neige	.bsn	Sans dimension	0.5	0	1	Faible	0.5	Equivalent en eau de la neige qui correspond à 50 % de la couverture neigeuse
FFCB	Eaux souterraines / sol	.bsn	Fraction	0	0	1	Faible	0	Stockage initial de l'eau dans le sol exprimé en fraction de la teneur en eau de la capacité du champ
PLAPS	Neige	.sub	mm/km	0	0	100	Faible	0	Taux d'interruption des précipitations
TLAPS	Neige	.sub	c/km	0	-10	10	Faible	0	Taux d'écart de température
SLSUBBSN	Géomorphologie	.hru	M	Varié pour le HRU	10	150	Forte	10	Longueur moyenne de la pente
ALPHA_BF	Eaux souterraines	.gw	Jours	0.048	0	1	Faible	0.048	Constante de récession du flux de base
GW_REVAP	Eaux souterraines	.gw	Sans dimension	0.02	0	0.2	Faible	0.02	Coefficient de montée des eaux jusqu'à la zone de saturation
GW_DELAY	Eaux souterraines	.gw	Jours	31	0	500	Moyen	10	Intervalle de temps pour la recharge de l'aquifère
GW_QMIN	Eaux souterraines / sol	.gw	Mm	1000	0	5000	Moyen	600	Niveau limite de l'eau dans l'aquifère peu profond pour l'occurrence du débit de base

GW_SPYLD	Eaux souterraines	.gw	m3/m3	0.03	0	0.4	Faible	0.03	Rendement spécifique de l'aquifère peu profond
REVAPMN	Eaux souterraines	.gw	Mm	750	0	1000	Faible	750	Profondeur de l'eau dans l'aquifère pour l'occurrence de la montée de l'eau vers la zone non saturée
RCHRG_DP	Eaux souterraines	.gw	Fraction	0.05	0	1	Moyen	1	Fraction de percolation de l'aquifère profond
SHALLST	Eaux souterraines	.gw	Mm	1000	0	5000	Faible	1000	Profondeur initiale de l'eau dans l'aquifère peu profond
DEEPST	Eaux souterraines	.gw	Mm	2000	0	10000	Faible	2000	Profondeur initiale de l'eau dans l'aquifère profond
CH_K2	Canal	.rte	mm/hr	0	0	500	Faible	0	Conductivité hydraulique effective dans les alluvions du canal principal
CH_N2	Canal	.rte	s m-0.33	0.014	0	0.3	Faible	0.014	Coefficient d'effectifs pour le canal principal
SOL_AWC	Sol	.sol	mm/mm	Varié pour le sol	0	1	Forte	0.32	Capacité en eau disponible de la couche du sol
SOL_BD	Sol	.sol	g/cm3	Varié pour le sol	0.9	2.5	Faible	0.9	Densité apparente humide de la première couche de sol
SOL_K	Sol	.sol	mm/hr	Varié pour le sol	0	2000	Forte	7	Conductivité hydraulique des sols saturés
SOL_Z	Sol	.sol	Mm	300	0	3500	Faible	300	Profondeur de la couche de sol

Le tableau 30 présente les fourchettes des paramètres du GR4J choisis pour la simulation des débits ainsi qu'une analyse de sensibilité et les paramètres optimaux. Différents tests ont été effectués pour obtenir les meilleures valeurs des paramètres de modèle GR (X1, X2, X3, X4). Ces quatre paramètres sont ensuite testés mais les valeurs de certains paramètres ont peu d'influence sur l'amélioration des critères de performance (X2 et X4). Néanmoins, les paramètres les plus sensibles se sont avérés être la capacité du réservoir de routage (X3) et du réservoir de production (X1). En se concentrant sur ces deux paramètres, la qualité de simulation s'améliore rapidement.

Tableau 30: Valeurs optimaux et intervalle de confiance des paramètres du modèle GR4J ainsi qu'une analyse de sensibilité

Paramètre	Intervalle de confiance à 80% (Perrin el al, 2003)	Valeur optimale	Degré de sensibilité
X1: Capacité rés. production (mm)	100 à 1200	200	Forte
X2: Paramètre d'échange (mm)	-5 à 3	0.96	Moyen
X3: Capacité rés. routage (mm)	20 à 300	67	Forte
X4: Délai (jours)	1,1 à 2,9	1.1	Moyen

5. Evaluation des résultats de la calibration par des critères statistiques de performance

Le modèle a été exécuté à un pas de temps journalière et évalué en utilisant le même pas de temps. Les fonctions objectives utilisées pour évaluer cette étude sont successivement le NSE, le RMSE, R^2 et le critère PBIAS qui joue un rôle important dans la connaissance de la tendance du modèle à sous-estimer ou surestimer les débits.

Le tableau 31 montre que le critère le plus important Nash-Sutcliffe obtenus après l'évaluation des résultats de la plateforme ATHYS est inclus dans l'intervalle "0.65<Nash≤0.75", cette valeur signifie que la simulation est bonne selon le tableau de classification des paramètres (Tab. 2). La valeur de l'erreur RMSE est également faible (très proche de zéro), ce qui confirme que la simulation est très efficace. Cependant, la valeur du troisième critère (PBIAS) est positive, ce qui indique que le modèle tend à sous-estimer les débits, et elle est bien sûr clairement affichée dans l'illustration hydrographique résultante avec celle observée (Fig. 35).

Pour les résultats de plateforme SWAT, les valeurs des critères NSE, RMSE, et R^2 sont successivement 0.51, 0.70, et 0.57 se qui montre que la qualité de la simulation est satisfaisante. Egalement le critère PBIAS est positive (31.76) se qui confirme la tendance de ce modèle semi-distribué a sous-estimer les débits dans des bassins avec un climat semi-aride.

Les résultats du modèle globale GR4J sont insatisfaisante et c'est confirme par les mauvaises valeurs des critères de performance (NSE=0.46 ; RMSE=0.73 ; R^2=0.49). Egalement ce modèle globale a une tendance à sous-estimer les débits dans notre bassin.

Tableau 31: Critères mathématiques pour l'évaluation des résultats des trois plateformes utilisées (ATHYS, SWAT, et GR4J)

Evaluation statistique du calibration								
Plateforme ATHYS			**Plateforme SWAT**			**Plateforme GR4J**		
Critères de performance	**Valeurs**	**Evaluation**	**Critères de performance**	**Valeurs**	**Evaluation**	**Critères de performance**	**Valeurs**	**Evaluation**
NSE	0.66	Bonne	**NSE**	0.51	Satisfaisant	**NSE**	0.46	Insatisfaisant
RMSE	0.58	Bonne	**RMSE**	0.7	Satisfaisant	**RMSE**	0.73	Insatisfaisant
PBIAS %	19.51	Satisfaisant	**PBIAS %**	31.76	Insatisfaisant	**PBIAS %**	23.63	Satisfaisant
R^2	0.71	Bonne	**R^2**	0.57	Satisfaisant	**R^2**	0.49	Insatisfaisant

6. Validation des trois modèles

La validation des modèles est une étape nécessaire pour réaliser une modélisation hydrologique efficace ; généralement, la procédure de validation vient après l'étape de calibration pour contrôler l'adaptation des modèles aux contextes étudiés. En 1986, Klemes a proposé plusieurs types de tests pour effectuer la validation des modèles hydrologiques (Klemeš, 1986).

Dans cette étude, le **test split sample** (Klemeš, 1986) a été utilisé pour contrôler la robustesse des trois modèles hydrologiques sur le contexte étudié. Plus précisément, notre période d'observation est divisée en deux parties égales, la première partie allant du 01/01/2002 au 31/12/2006 a été utilisée pour calibrer le modèle et les résultats obtenus sont présentés ci-dessus, tandis qu'une autre période a été utilisée pour la validation ou la vérification du modèle (entre le 01/01/2007 et le 31/12/2011). Et il convient de noter que deux années (2000 et 2001) ont été utilisées comme période de réchauffement pendant l'étape de calibration.

Les trois plateformes (ATHYS, SWAT, et GR4J) ont été utilisées pour valider le modèle dans le bassin versant du Haut Sebou sur la période allant du 01/01/2007 au 31/12/2011. Pour valider le modèle dans cette étude, les valeurs des paramètres obtenus lors de l'étape de calibration sont utilisées sans aucune modification, afin de tester correctement la capacité des trois modèles à reproduire d'autres séries de données à la sortie de notre bassin en utilisant ces paramètres comme des constantes.

En comparant les débits journaliers moyens simulés avec ceux observés (Fig. 36), on peut constater qu'ils sont essentiellement proches pendant la période estivale.

La description du modèle calibré montre les critères suivants :

- Les périodes de basses eaux sont bien reproduites par le modèle ;
- les débits élevés sont sous-estimés par les trois modèles surtout les deux grands pics de débit où la sous-estimation est remarquable juste on utilisons une évaluation visuelle [(10/10/2008 ; Q max observé=509, Q max simulé $_{ATHYS}$=249, Q max simulé $_{SWAT}$=270, Q max simulé $_{GR4J}$=156) et (03/09/2010 ; Q max observé=393, Q max simulé $_{ATHYS}$=202, Q max simulé $_{SWAT}$=117, Q max simulé $_{GR4J}$=278)].

En général, la sous-estimation ou la surestimation des débits de pointe est étroitement liée à l'utilisation des terres, au type de sol et à leur saturation, en particulier dans les zones semi-arides. Par exemple, si la plupart des débits de pointe et leur équivalent en précipitations sont correctement analysés dans les illustrations de l'hydrogramme et de l'hyétogramme ci-dessus, on peut clairement voir que la quantité de précipitations avant ces pics est faible, ce qui influence sur l'infiltration lors de l'occurrence d'un événement pluvieux.

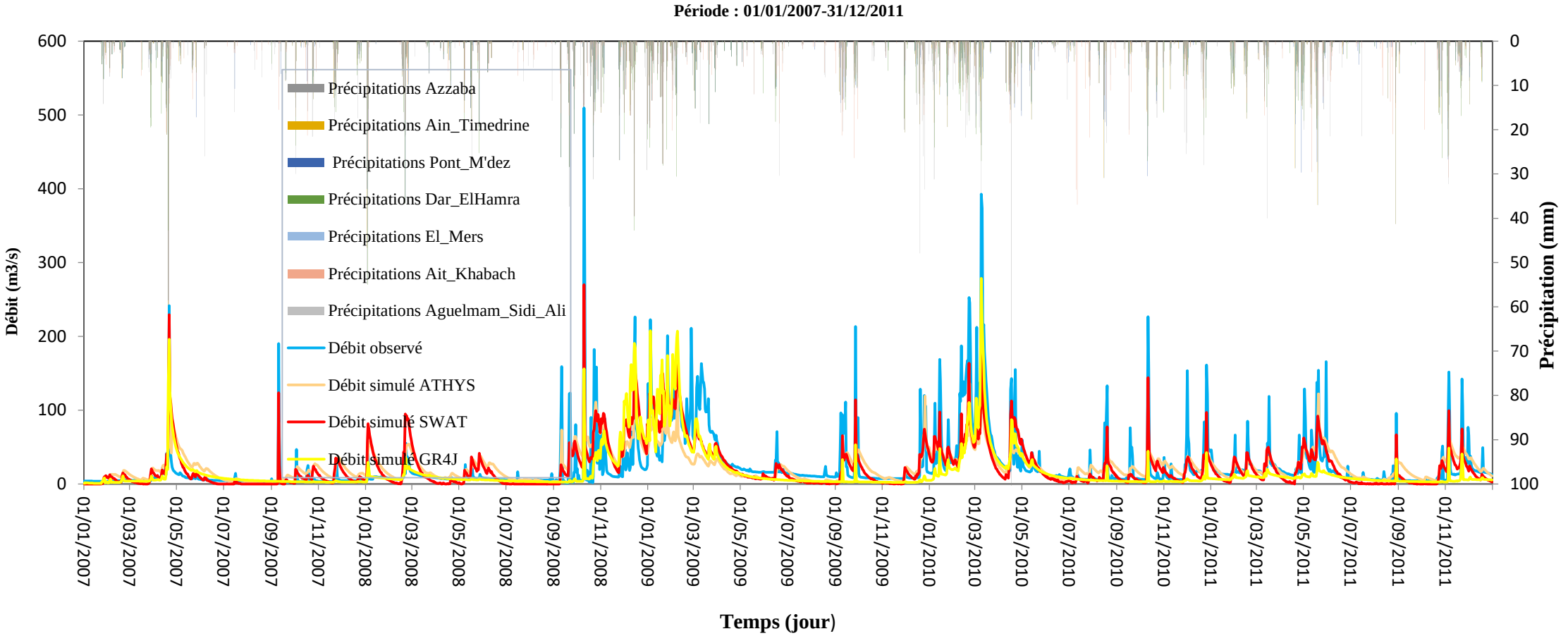


Figure 36: Illustration des sorties des plateformes ATHYS, SWAT et GR4J pendant la période utilisée pour la validation "2007-2011" ainsi que la variation des précipitations de sept stations pluviométriques dans le bassin versant du Haut Sebou

Le tableau 32 présente une comparaison des résultats finaux des performances de trois modèles hydrologiques utilisés dans cette étude. Ce tableau confirme l'influence de la spatialisation sur l'amélioration des résultats de la modélisation, ce qui est remarquable pour la période de la validation où l'on constate une diminution dans les valeurs des critères de performance pour le modèle globale « GR4J ».

Les paramètres utilisés donnent moins d'écart entre l'aspect général des hydrogrammes observés et modélisés surtout pour les plateformes ATHYS et SWAT qui présentent des valeurs de Nash-Sutcliffe supérieures à 0.5, ce qui signifie que la qualité de la performance est satisfaisante selon la classification de Moriasi (2007). Par conte le GR4J présente une valeur inferieur a 0.5 ce qui indique que la qualité de simulation est insatisfaisante.

La valeur parfaite du critère PBIAS (PBIAS= 0.52%) nous encourage également à dire que le modèle ATHYS discrétisé est capable de bien reproduire les flux à la sortie de notre bassin, ce qui montre l'influence de la spatialisation sur l'amélioration des résultats de la modélisation. Les résultats des trois plateformes présentent des valeurs positive de PBIAS ce qui nous permet de dire que ces modèles tendent toujours à sous-estimer les débits dans notre bassin méditerranéen semi-aride avec une dominance de terrain karstique.

Tableau 32: Critères mathématiques calculés pour l'évaluation des résultats de validation

Evaluation statistique de la validation								
Plateforme ATHYS			**Plateforme SWAT**			**Plateforme GR4J**		
Critères de performance	**Valeurs**	**Evaluation**	**Critères de performance**	**Valeurs**	**Evaluation**	**Critères de performance**	**Valeurs**	**Evaluation**
NSE	0.51	Satisfaisant	**NSE**	0.57	Satisfaisant	**NSE**	0.43	Insatisfaisant
RMSE	0.7	Satisfaisant	**RMSE**	0.66	Satisfaisant	**RMSE**	0.76	Insatisfaisant
PBIAS %	0.52	Très bonne	**PBIAS %**	8.66	Très bonne	**PBIAS %**	31.01	Insatisfaisant
R^2	0.53	Satisfaisant	**R^2**	0.57	Satisfaisant	**R^2**	0.47	Insatisfaisant

Pour conclure cette partie, il est vraiment intéressant de dire l'importance et le but de cette étude, l'objectif général consistait alors à estimer les débits journaliers à partir des précipitations mesurées dans les stations pluviométriques de notre bassin. Mais plus précisément cette estimation est faite à l'aide de trois modèles aux caractéristiques différentes, le premier modèle est le ATHYS qui permet d'estimer la lame d'eau sur chaque maille du parcours en prenant en compte l'organisation spatiale des différents facteurs intervenant dans la genèse du débits pour obtenir finalement les débits totaux à l'exutoire du bassin. D'autre part, le modèle semi-distribué SWAT qui subdivise le bassin versant en plusieurs sous-bassins, qui sont eux-mêmes subdivisés en unités de réponse hydrologique (HRUs). Le

troisième est conceptuel global qui ne prend pas en compte la variabilité spatiale des processus hydrologiques "GR4J".

Enfin, il faut bien sûr noter l'importance de cette étude et plus précisément de ces résultats pour connaître l'importance du choix de la bonne plateforme lors d'une étude hydrologique et aussi pour connaître l'évolution des crues et les volumes résultants après un événement pluvieux pour une meilleure gestion des ressources en eau.

7. Conclusion

Ce travail s'est concentré sur la modélisation hydrologique du bassin versant du Haut Sebou en utilisant l'approche continue et à travers l'implémentation de trois plateformes qui différent en termes de spatialisation (discrétisée "ATHYS"; Semi-distribué "SWAT" ; et l'autre Globale "GR4J") pour tester l'influence cette spatialisation sur la qualité des simulations.

Les résultats obtenus montrent l'importance de la prise en compte des processus hydrologiques, car après l'utilisation du modèle discrétisé "ATHYS" et du modèle semi-discrétisé "SWAT", une amélioration remarquable a été observée sur l'aspect général des hydrogrammes simulés, cette amélioration a également été observée sur les paramètres de performance, à titre d'exemple la valeur de Nash-Sutcliffe pour la période de calibration utilisant le modèle global GR4J est de 20% inférieure à celle du modèle discrétisé et de 5% inférieure à celle du modèle semi-discrétisé. Il convient donc de noter que les trois plateformes montrent une tendance à sous-estimer les débits et plus spécialement les débits de pointe est c'est confirmé par les valeurs positive de critère PBIAS.

Les résultats de validation de deux modèles hydrologiques (ATHYS et SWAT) sont satisfaisants, confirmant leur applicabilité dans le contexte méditerranéen semi-aride. En revanche, le troisième modèle présente des valeurs insatisfaisantes des critères de performance. Dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre l'importance de la prise en compte des processus hydrologiques lors de la modélisation afin d'avoir des résultats réalistes et proches de la réalité des bassins versants.

Chapitre 6 : Etude de l'influence du changement climatique sur les hauts débits de trois bassins Méditerranéens semi-arides

1. Introduction

Les phénomènes d'inondation sont fréquents dans les zones sous climat méditerranéen en raison de l'augmentation significative des coefficients de débit. Cette augmentation étant principalement causée par les pluies torrentielles qui caractérisent ce climat. Les précipitations intenses dans ces contextes nuisent aux enjeux exposés aux phénomènes naturels et causent parfois des pertes économiques et humaines (Poesen and Hooke 1997; Garry et al. 2002; Ballais et al. 2005; Delrieu et al. 2005; Rey et al. 2016). Il est donc légitime de comprendre que ce sujet doit recevoir l'attention des autorités publiques et qu'il doit faire l'objet d'études et de modélisation.

L'Evrotas (Grèce), le Lonquén (Chili) et le Haut Sebou (Maroc) sont des rivières intermittentes situées dans des zones sous l'influence d'un climat méditerranéen semi-aride. Tsakiris et al. (2007) ont remarqué que 26 % de la surface terrestre du sud de la Méditerranée est couverte par des fleuves temporaires. Plusieurs études ont souligné l'importance de comparer l'utilisation des modèles de précipitations et de ruissellement pour la modélisation hydrologique d'un grand nombre de bassins versants afin de tester leur applicabilité (Perrin et al. 2001, 2003). Il convient également de noter que la comparaison de l'applicabilité des modèles hydrologiques dans un nombre limité de bassins versants (trois bassins) est également largement utilisée (Weeks and Hebbert 1980; Beven et al. 1984; Refsgaard and Knudsen 1996; Gan et al. 1997; Ye et al. 1997; Nasr et al. 2007). Les trois bassins versants choisis pour la réalisation de ce travail sont situés sur trois pays répartis dans le contexte méditerranéen afin de comprendre de manière générale le comportement du modèle HBV dans ce contexte. Afin de répondre aux différents besoins des études hydrologiques, le modèle HBV est appliqué pour la première fois dans les trois bassins fluviaux méditerranéens considérés.

Des inondations importantes sont observées dans les bassins versants étudiés : Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén (Qadem 2015; Querner et al. 2016; Tzoraki et al. 2016; Duque and Vázquez 2017). Ces inondations sont parfois catastrophiques et l'analyse des séries chronologiques des débits observés dans les trois bassins versants montre un changement

remarquable dans la fréquence d'occurrence des hauts débits et de leurs intensités. Tous ces facteurs encouragent l'étude des tendances des hauts débits dans ces bassins versants pour avoir une idée de la façon dont ces débits évoluent au fil des années.

L'étude des tendances des hauts débits est d'une importance cruciale pour une meilleure gestion des risques et des ressources en eau. Les hauts débits sont généralement considérés pour plusieurs usages tels que l'évaluation de la variabilité des séries chronologiques hydrométéorologiques dans différents bassins versants du monde, la conception de structures pour l'atténuation des inondations et aussi pour la construction de réservoirs de stockage d'eau, etc. (Cigizoglu et al. 2005; Hamed 2008). La détection des tendances dans les séries chronologiques se fait généralement par l'utilisation de la régression linéaire ou de tests statistiques, ou les deux. Le test non paramétrique de Mann-Kendall est largement utilisé pour détecter les tendances des débits élevés dans différentes parties du monde afin de mieux comprendre les effets du changement climatique sur le fonctionnement des rivières (Burn and Hag Elnur 2002; Cigizoglu et al. 2005; Hannaford and Marsh 2006a, 2008; Korhonen and Kuusisto 2010; Bormann et al. 2011; Yeh et al. 2015). L'importance de cette étude dans les régions méditerranéennes semi-arides se reflète dans l'amélioration de la connaissance du comportement hydrologique de ces contextes, qui sont fortement affectés par le changement climatique.

Au cours des vingt dernières années, la communauté scientifique mondiale s'est de plus en plus concentrée sur l'étude des tendances des hauts débits, confirmant l'incidence croissante des phénomènes de changement climatique. Par exemple, en Europe, les études récentes très intéressantes sur les tendances sont les suivantes :Hannaford and Marsh (2006b), López-Moreno et al. (2006), Stahl et al. (2010), Danneberg (2012), Murphy et al. (2013), Arheimer and Lindström (2015), Thober et al. (2018). Ces études ont montré des tendances significatives dans la plupart des zones choisies pour l'élaboration de ces travaux, mais le plus important dans tout cela est qu'aucune étude de tendance n'a été réalisée sur le bassin versant grec qui fait l'objet de ce travail, et il en va de même pour les deux autres bassins versants (Lonquén : Chili ; Haut Sebou : Maroc).

Le modèle de pluie-débit utilisé dans cette étude est le modèle HBV (hydrologiska byrans vattenavdelning) développé par le SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute). Il est utilisé pour mieux comprendre l'évolution des débits à l'échelle spatiale et temporelle, et plus précisément pour estimer les contributions totales (débit de base, débits de surface, débits de point, etc.), et utilisé également pour mieux reconstituer les débits et simuler le comportement et la réponse des trois bassins versants méditerranéens considérés

pour cette étude. L'utilisation du modèle HBV pour simuler les débits dans les régions sous l'influence d'un climat méditerranéen semi-aride donne généralement des résultats efficaces (Exp, Ouachani et al. 2007; Vrochidou et al. 2013). Ce modèle peut également reproduire les débits observés de longues séries historiques avec une vitesse très élevée en termes de temps consommé dans le calcul des sorties (débits simulés). Il est également important de noter l'importance de l'intégration du modèle HBV pour l'étude du changement climatique dans différentes régions du monde (Exp, Bergström et al. 2001; Chen et al. 2012; Vrochidou et al. 2013). Tous ces facteurs constituent la base principale du choix du modèle HBV pour l'élaboration de cette étude.

Dans cette étude, de longues séries chronologiques de débits, de précipitations, de températures, d'évapotranspiration et de coefficients de culture ont été utilisés pour simuler les débits de trois bassins versants Méditerranéens semi-arides. Les débits simulés résultant de l'utilisation du modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A) ont été évalués à l'aide de quatre critères de performance (NSE, PBIAS, R^2, RMSE) pour être ensuite utilisés dans le calcul des indicateurs de haut débit, qui sont cruciaux pour extraire certaines informations sur l'évaluation des impacts potentiels du changement climatique et également pour étudier la variabilité des débits élevés dans le temps dans les trois bassins versants considérés pour cette étude. Enfin, les tendances de ces indicateurs de haut débit ont été détectées selon deux approches : la première consiste à détecter les tendances des hauts débits à l'aide d'observations visuelles (régressions linéaires : détection des tendances à l'aide des pentes des régressions linéaires des valeurs des indicateurs de haut débit tracées sur un graphique), et la seconde approche est plus rigoureuse et consiste à utiliser un test statistique pour détecter avec précision la présence d'une tendance (le test de tendance Mann-Kendall : détection des tendances à l'aide d'hypothèses).

2. Préparation des données d'entrées (P, T, ETP, et Kc)

Dans cette étude, de longues séries de données journalières sur les précipitations, les températures et les débits ont été obtenues pour six stations météorologiques et trois stations de jaugeage (Tab. 33). Il est également important de noter que les données de précipitations manquantes dans certaines stations sont complétées par les données d'autres stations voisines en utilisant une régression linéaire entre ces stations.

Tableau 33: Séries chronologiques des précipitations, de la température, de l'évapotranspiration, du coefficient cultural "Kc" et du débit utilisées dans la présente étude

Rivière	Station de mesure	Superficie du bassin versant (km^2)	Précipitations (P)	Température (T)	Evapotranspiration potentielle (ETP)	Coefficient de culture (Kc)	Débit (Q)	Débit moyen annuel (m3/s)	Type de régime de débit
			Données disponibles						
Evrotas	Evrotas	2050	1970-2010	1970-2010	1970-2010	1970-2010	1974-2010	6.6	Pluvial
	Vivary	498	1970-2010	1970-2010	1970-2010	1970-2010			Pluvial
Sebou	Azzaba	4677	1970-2011	1970-2011	1970-2011	1970-2011	1970-2011	16.2	Pluvial
	Pont M'dez	3460	1970-2011	1970-2011	1970-2011	1970-2011			Pluvial
Itata	Lonquen	2330	1976-2014	1976-2014	1976-2014	1976-2014	1986-2014	12.9	Pluvial
	Coelemu	300	1976-2014	1976-2014	1976-2014	1976-2014			Pluvial

L'évapotranspiration potentielle (ETP) dans les trois bassins versants considérés a été calculée manuellement en utilisant la formulation proposée par Oudin et son équipe en 2005. L'utilisation de l'évapotranspiration pour la modélisation hydrologique dans les zones méditerranéennes semi-arides a une importance cruciale(Oudin 2004; Amri 2013). L'évapotranspiration potentielle est généralement l'un des principaux apports de la version modifiée du modèle HBV, en particulier lorsqu'elle est appliquée dans un contexte de climat semi-aride où elle influence fortement la disponibilité des ressources en eau.

En outre, les valeurs des coefficients de culture (Kc) ont été calculées à une échelle journalière afin de déterminer les besoins en eau des cultures pendant les périodes de modélisation dans les trois bassins méditerranéens. Le concept général du Kc a été introduit pour la première fois par Jensen en 1968 et amélioré par la suite par d'autres chercheurs (Doorenbos and Pruitt 1975, 1977, Burman et al. 1980a, b; Allen et al. 1998) pour augmenter la précision de calcul de ce coefficient et aussi pour simplifier son utilisation sur une large échelle spatiale et temporelle. Plusieurs études ont souligné l'importance de déterminer les besoins en eau des cultures pour une meilleure planification et gestion des ressources en eau dans les contextes méditerranéens (Hamdy 2001; Katerji and Rana 2008; Lazzara and Rana 2010). En général, la variation de la consommation des cultures est influencée par la succession des saisons, les techniques des pratiques agricoles, les méthodes d'irrigation et aussi par la physiologie des cultures.

3. Présentation des paramètres et analyse de sensibilité

Le modèle HBV subdivise le bassin versant en deux sous-bassins reliés entre eux par la méthode Muskingum, et cette méthode dépend de deux paramètres principaux qui sont successivement le facteur de pondération [mx :(min 0,1 ; max 0,4)] et la constante de rétention [mk : (min 0,25 ; max 10)]. Le modèle HBV comprend 12 paramètres (Tab. 34), qui sont modifiés manuellement par la technique d'essai et d'erreur pour réduire la différence entre les valeurs observées et calculées. L'influence sur l'aspect général de l'hydrogramme simulé diffère d'un paramètre à l'autre, ce qui reflète l'importance d'effectuer une analyse de sensibilité pour déterminer les paramètres les plus et les moins influents sur les résultats du modèle et automatiquement sur les valeurs des fonctions objectives choisies pour évaluer ces résultats.

Tableau 34: Paramètres du modèle HBV, leur description et leurs unités

Routine	Paramètre	Description	Unité
Routine de neige	Wsmf	Facteur de fonte des neiges humides	mm^{-1}
	CrT	Température seuil pour le déclenchement de la fonte des neiges	°C
	DD	Facteur de degré-jour	mm $°C^{-1}$ d^{-1}
Routine de sol	FC	Capacité maximale de stockage dans le sol	Mm
	Pwp	Seuil auquel l'évapotranspiration est potentielle	Mm
	Beta	Coefficient de forme	-
Routine de réponse au ruissellement	HL1	Seuil du niveau d'eau pour un écoulement proche de la surface	Mm
	K0	Constante de stockage du débit près de la surface	D
	K1	Constante de stockage entre les débits	D
	K2	Constante de stockage du débit de base	D
	Per1	Constante de stockage de la percolation	D
Routine de transformation	Maxbas	Durée de l'unité Hydrogramme	H

Pour cette étude, les résultats du modèle sont légèrement sensibles aux changements des paramètres correspondant à la routine de neige (wsmf, Crt, et dd), mais les neuf autres paramètres ont une forte influence sur les sorties du modèle et aussi sur l'amélioration ou la diminution des critères de performance.

4. Stratégie de calage du modèle HBV et discussion des résultats

Le modèle HBV a été utilisé dans cette étude pour simuler les débits d'une longue série historique (simulation en mode continu) dans trois bassins versants Méditerranéens semi-arides. Ensuite, la calibration en mode continu est généralement effectuée sans séparation

subjective du débit de base et du ruissellement pour permettre le calcul du débit total (Débit Simulé) dans la phase finale d'exécution du modèle hydrologique, et à partir de ce débit, plusieurs statistiques concernant les crues peuvent être extraites.

Le modèle pluie-débit utilisé dans cette étude est fortement paramétrique (12 paramètres), ce qui influence fortement la complication de la phase de calibration. Cependant, après des dizaines d'itérations (tâtonnements), des paramètres optimaux sont obtenus (Tab. 35).

Tableau 35: Valeurs optimales des paramètres du calage du modèle pour les trois bassins versants étudiés, avec leurs fourchettes de calibrage

Paramètres de modèle	Fourchettes de parameters (Wallner et al. 2013)		Bassin versant grec (Evrotas)		Bassin versant chilien (Lonquén)		Bassin versant marocain (Haut Sebou)	
	min	max	Sous-bassin versant 1 (Evrotas)	Sous-bassin versant 2 (Vivari)	Sous-bassin versant 1 (Lonquen)	Sous-bassin versant 2 (Coelemu)	Sous-bassin versant 1 (Azzaba)	Sous-bassin versant 2 (Pont M'dez)
Wsmf	1	4	1	1	2	2	1	1
CrT	-1.5	1.5	1.5	1.5	1.2	1.2	1.5	1.5
DD	0.5	5	5	5	2	2	0.5	0.5
FC	50	300	100	300	300	300	50	300
Pwp	0.1	0.95	0.5	0.2	0.1	0.1	0.87	0.15
Beta	0.5	4	4	1	1.6	1.5	0.5	2.3
HL1	1	30	30	30	30	17	20	30
K0	0.25	5	5	5	5	4	3.2	5
K1	3	40	40	36	8	40	9	18
K2	50	500	50	50	500	500	50	500
Per1	3	40	3	3	3.4	3	3	4.5
Maxbas	3	10	10	10	10	10	10	10

Les valeurs de 12 paramètres résultant de la calibration du modèle sont réalistes et représentent bien le fonctionnement hydrologique des bassins versants Méditerranéens semi-arides traités dans cette étude. Il est également important de noter que ces valeurs appartiennent aux intervalles proposés par plusieurs études précédentes (Singh 2010; Wallner et al. 2013), ce qui confirme la pertinence du modèle HBV pour la reproduction des débits observés dans le contexte méditerranéen.

Les résultats obtenus (Fig. 37, 38, et 39) sont très intéressants et représentent la dynamique des trois bassins versants étudiés. Pour le bassin versant Grec (Evrotas), la simulation a été réalisée sur la période où les précipitations, les températures, les évapotranspirations et les coefficients de culture sont disponibles. Dans ce bassin versant, les débits sont généralement mesurés manuellement chaque mois, c'est-à-dire qu'une seule valeur de débit par mois est disponible pour la période allant de 1974 à 2010. Ces débits sont comparés aux débits simulés

par le modèle HBV. L'analyse générale de l'hydrogramme résultant (Fig. 37) met en évidence une concordance satisfaisante entre les débits journaliers observés et simulés. On remarque également que les débits de point sont bien reproduits par le modèle avec une certaine sous-estimation tout au long de la période considérée.

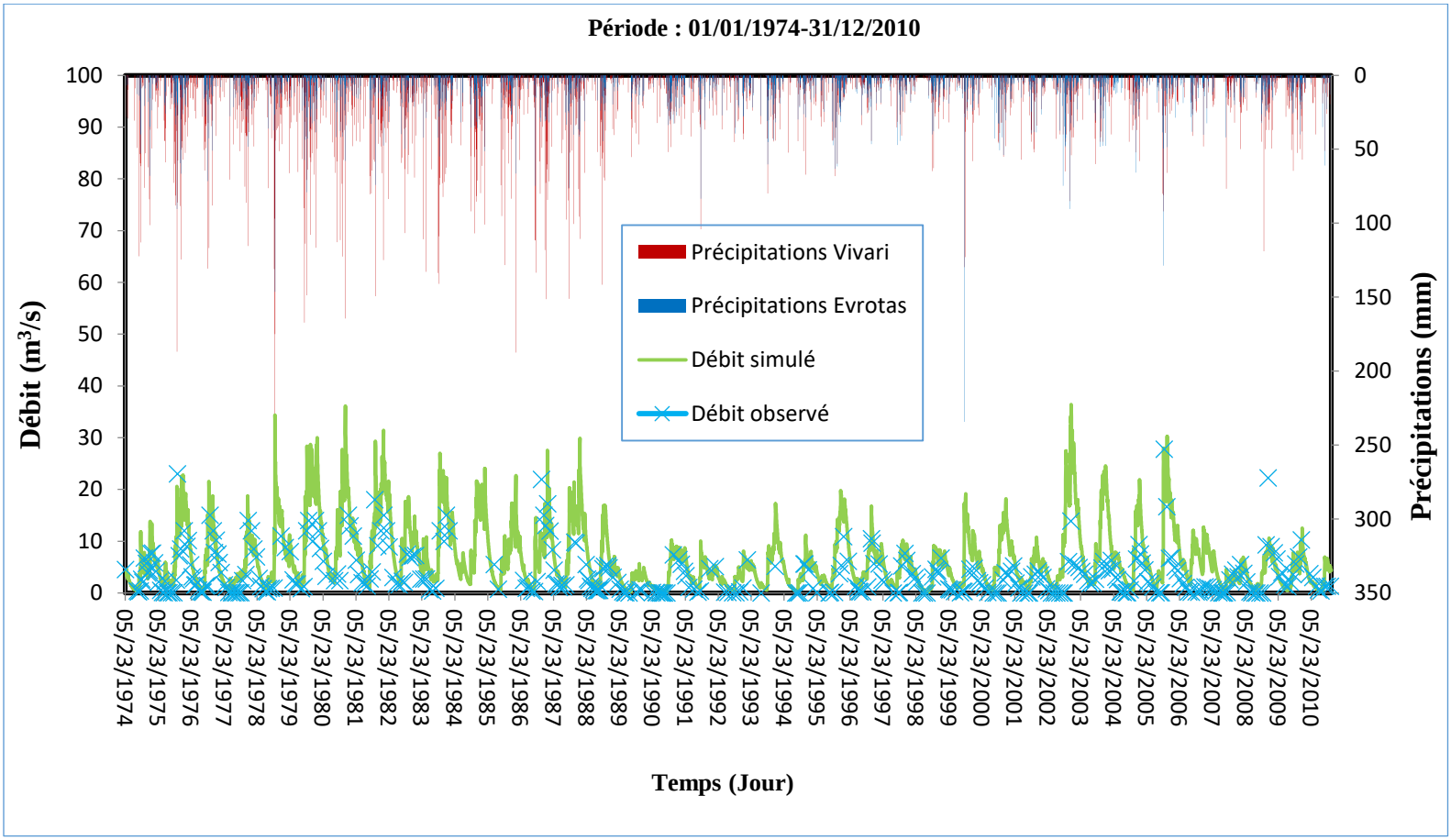


Figure 37: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations Evrotas et Vivari [(bassin versant grec (Evrotas)

La simulation des débits du bassin versant chilien (Lonquén) a été effectuée pour la période 1986 - 2014. Les débits observés sont enregistrés en continu depuis 1986 et sont ensuite utilisés pour vérifier la précision de la simulation sur la période entre 1986 et 2014. L'hydrogramme calculé par le modèle est en pas de temps journalier, ce pas de temps est particulièrement intéressant pour la préservation de l'environnement aquatique. En effet, une seule journée de besoin suffisant pour affecter le régime hydrologique. De plus, après le calcul de l'hydrogramme simulé avec le pas de temps journalier, les données de précipitations, de débits observés et de débits simulés sont converties en pas de temps mensuel afin d'avoir une représentation claire des résultats. L'analyse visuelle montre que les résultats sont très pertinents (Fig. 38), avec une légère sous-estimation des débits de points dans presque tout

l'hydrogramme. En outre, les faibles débits sont bien reproduits par le modèle. La plupart des fortes précipitations dans ce bassin versant se produisent généralement entre mai et septembre, ce qui explique les valeurs élevées des débits dans ces périodes (débits mensuels maximums =248 m^3/s). La comparaison des variations simulées et observées montre une homogénéité remarquable.

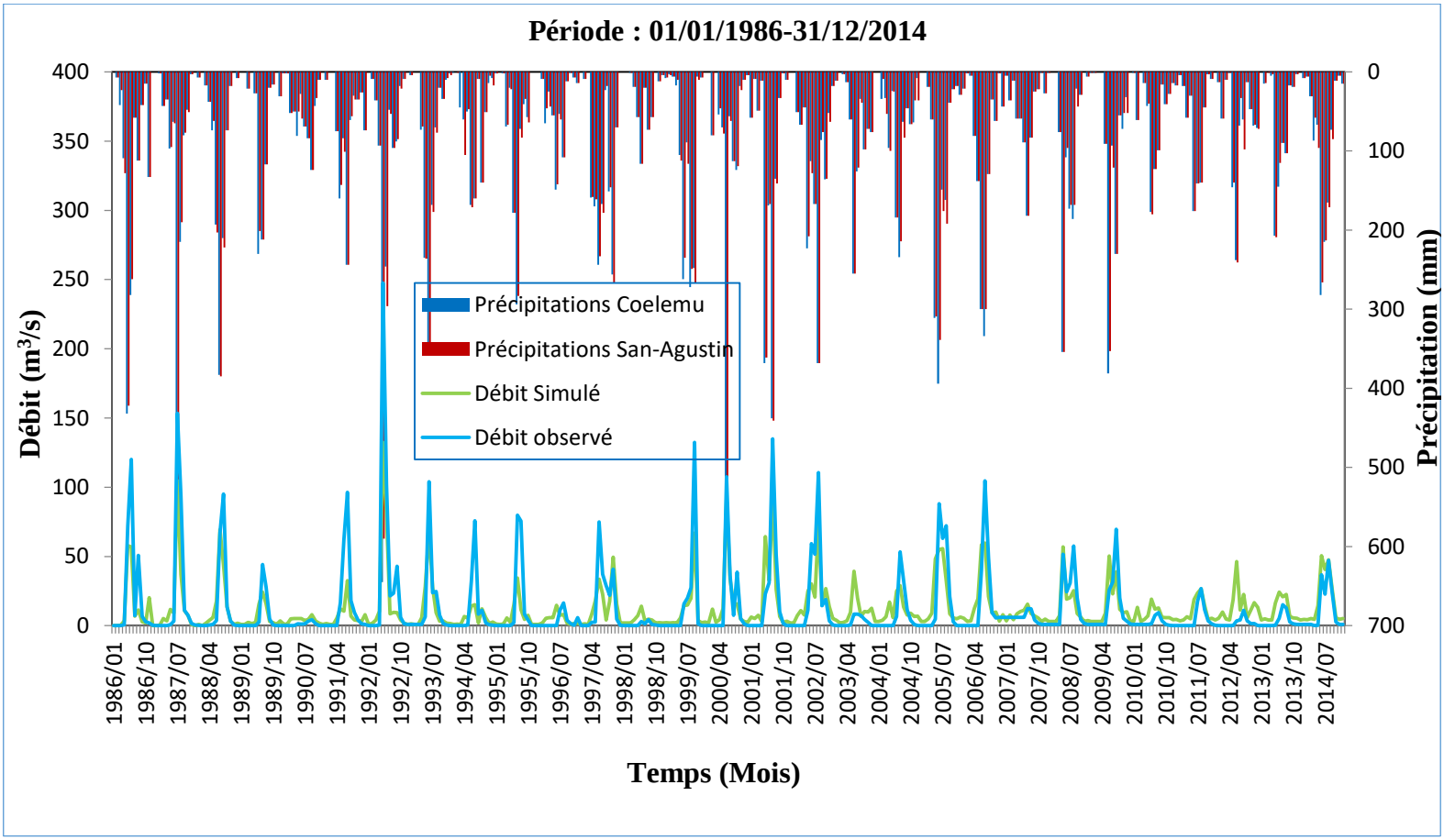


Figure 38: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations de San-Agustin et Coelemu [le bassin versant chilien (Lonquén)]

Le bassin versant marocain (Haut Sebou) a fait l'objet d'une modélisation continue pour la période allant de 1970 jusqu'à 2011. L'analyse générale des résultats (Fig. 39) affirme que les débits simulés par le modèle sont proches de ceux observés dans la station de jaugeage. Le nombre de pics dans l'hydrogramme simulé et observé est très élevé, ce qui montre que la probabilité d'occurrence d'une inondation dans ce bassin versant est très élevée. Les pics avec des valeurs de débit élevées sont toujours sous-estimés par le modèle. Néanmoins, les pics faibles sont surestimés. Les valeurs de débit les plus extrêmes sont observées dans les dernières années de la période considérée (1970-2011). En effet, des valeurs de débits mensuels maximums de 102 m^3/s et 117 m^3/s sont enregistrées respectivement en février 2009 et mars 2010.

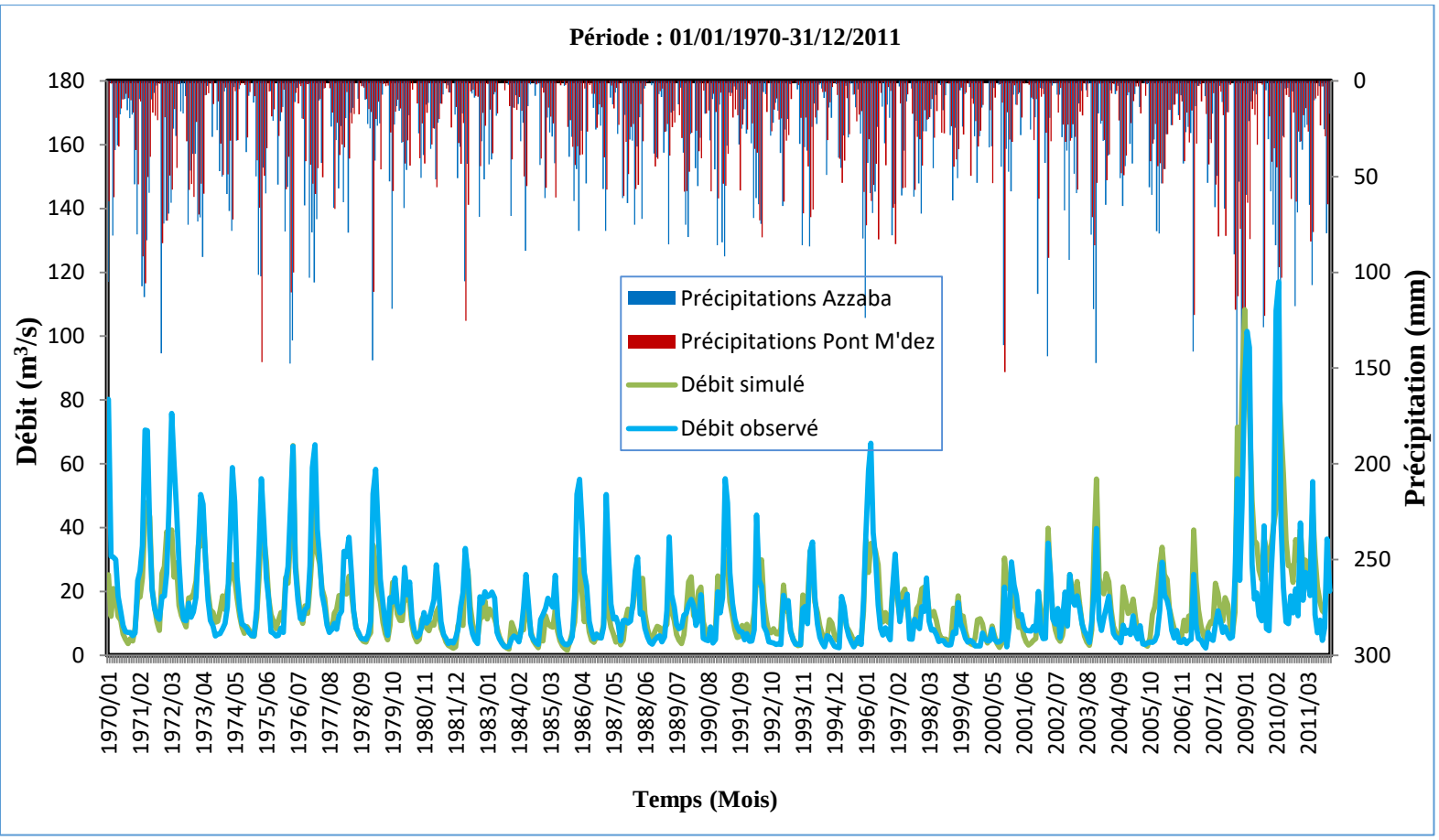


Figure 39: Illustration de l'hydrogramme mesuré, de l'hydrogramme modélisé et de la variation des précipitations aux stations d'Azzaba et de Pont M'dez [bassin versant marocain (Haut Sebou)]

Les résultats finaux obtenus grâce à l'utilisation du modèle conceptuel HBV dans les trois bassins versants au climat méditerranéen semi-aride sont très intéressants, ce qui confirme que ce modèle est pertinent pour la simulation des débits journaliers dans ces contextes. L'application des modèles conceptuels dans les contextes méditerranéens donne de très bonnes résultats et permet la meilleure reproduction des débits, ce qui est confirmé par les études réalisées par Perrin (2000a); Hreiche (2003); Ouachani et al. (2007); Aouissi et al. (2018); Aqnouy et al. (2019); et Bouadila et al. (2019). Les différences entre les résultats de modélisation de trois bassins sont principalement dues au fait que les modèles conceptuels sont sensibles à la variabilité spatiale et temporelle des précipitations, et cela est cohérent avec l'étude faite par Lobligeois et al. (2014). La superficie de trois bassins versants choisis pour cette étude est très importante, et le modèle HBV est généralement efficace pour simuler les débits des bassins versants de grande superficie. Cela confirme les bons résultats obtenus après l'application de ce modèle dans les trois grands bassins versants (superficie > 2000 km^2). Krysanova et al. (1999) ont testé l'application du modèle HBV dans de grands bassins versants dans la partie allemande de l'Elbe, et ont conclus que ce modèle simule correctement

les débits des bassins versants de grande superficie et donne des performances très intéressantes.

La version semi-distribuée du modèle HBV joue un rôle important pour mieux reproduire les débits observés dans les bassins versants étudiés, et cela s'explique par le fait que l'approche semi-distribuée prend en compte la variabilité spatiale des précipitations qui est considérable pour un climat méditerranéen semi-aride. Plusieurs études ont montré l'intérêt d'utiliser l'approche semi-distribuée d'un modèle hydrologique pour améliorer la qualité des simulations (Voir par exempleKite and Kouwen 1992; Michaud and Sorooshian 1994; Corral et al. 2000; Boyle et al. 2001; Ajami et al. 2004; Garavaglia et al. 2017).

Les résultats de simulation obtenus pour le bassin versant d'Evrotas sont de bonne qualité, et cela est dû au fait que la modélisation de ce bassin versant à l'aide de modèles semi-distribués donne des résultats très importants. L'étude réalisée par Tzoraki et al. (2013) a mis en évidence l'importance de l'utilisation d'un modèle semi-distribué pour la reproduction des débits dans le bassin versant de l'Evrotas caractérisé par des terrains karstiques qui influencent la sous-estimation des débits de pointe. La modélisation des débits dans les bassins versants karstiques peut entraîner une sous-estimation importante des pics d'inondation (Jourde et al. 2007; De Waele et al. 2010). Le modèle HBV prend en considération les échanges d'eau entre les formations de surface et souterraines, ce qui réduit les degrés d'erreur produits par les modèles hydrologiques dans la plupart des cas, en particulier la sous-estimation significative des pics de crue pour les bassins versants de nature karstique. Dans ce contexte, il convient de prendre en considération le fait que la majorité des faibles sous-estimations des pics d'écoulement dans l'hydrogramme résultant sont principalement dues à la nature karstique du terrain.

La modélisation du bassin versant chilien est différente de celle des bassins versants grecs et marocains. Les débits de ce fleuve sont très élevés et peuvent atteindre des valeurs extrêmes (parfois supérieures à 900 m^3/s), et la nature géologique du terrain est également complètement différente. Les sols de surface dans le bassin versant de Lonquén se gonflent rapidement lorsqu'ils reçoivent une certaine quantité d'eau, soit par précipitation, soit par irrigation (Stewart et al. 2015). Cela influence fortement l'apparition de pics de crue très élevés dans l'hydrogramme résultant. En général, la sous-estimation des pics d'inondation de la simulation dans ce bassin versant peut être due à un mauvais enregistrement des précipitations lors d'événements extrêmes (Crues et étiages), ce qui entraîne parfois des faiblesses dans la base de données des précipitations.

La sous-estimation des pics de débits élevés pour le bassin versant marocain (Haut Sebou) est principalement due à sa nature karstique, qui influence fortement l'augmentation du débit d'eau infiltrée. La valeur très élevée de la capacité maximale de stockage du sol (FC = 300 : valeur maximale) pour le sous-bassin versant de Pont M'dez montre que l'infiltration est très élevée, en particulier dans la partie supérieure du Haut Sebou où la majorité des terres est dominée par l'aspect rural et les grandes zones karstiques fissurées. En général, la combinaison de l'aspect rural et de la nature karstique des terres favorise une très forte infiltration des eaux de pluie. La nature karstique de la zone étudiée permet aux réservoirs hydrogéologiques d'être alimentés par les eaux de pluie et donne ensuite naissance à de nombreuses sources artésiennes dans la partie aval de cette zone (El Khalki 1990; Nejjari 2002; Akdim et al. 2012). Par ailleurs, une grande partie des précipitations dans le bassin versant du Haut Sebou est perdue par infiltration en raison de la nature karstique du terrain, ce qui entraîne une sous-estimation du débit.

5. Evaluation statistique des résultats de la modélisation

En général, l'œil humain n'est pas capable de détecter toutes les petites différences qui peuvent exister entre les hydrogrammes simulés et observés. Alors une simple analyse visuelle des hydrogrammes comparés n'est pas considérée comme une évaluation objective du modèle. Par conséquent, il est nécessaire de comprendre facilement la nécessité d'utiliser une évaluation statistique des résultats par le calcul d'un ensemble d'équations mathématiques.

La méthode multicritère est utilisée pour évaluer les résultats de la modélisation dans les trois bassins versants en tenant compte de quatre critères mathématiques de performance. Les résultats obtenus (Tab. 36) après le calcul de ces critères sont très intéressants, notamment pour le critère PBIAS qui a montré de très bonnes valeurs (PBIAS=1,32 pour le bassin versant marocain, PBIAS=4,80 pour le bassin versant chilien et PBIAS=8,70 pour le bassin versant grec). Selon les intervalles des critères de performance et leur importance dans la simulation (Tab. 11), la valeur de Nash-Sutcliffe ne doit pas être inférieure à 0,50 pour avoir un accord satisfaisant entre les simulations et les observations. Dans ce contexte, les valeurs de Nash-Sutcliffe pour la modélisation des bassins versants chilien, marocain et grec sont supérieures à la valeur seuil (NSE=0,50), ce qui indique que le modèle HBV est pertinent et précis pour la simulation des débits journalières dans les bassins versants Méditerranéens semi-arides. L'erreur quadratique moyenne (RMSE) est également mesurée pour évaluer la performance des résultats. En général, pour obtenir une très bonne simulation, il est nécessaire de réduire la

valeur de cette erreur autant que possible. La mesure de l'RMSE donne des valeurs satisfaisantes de 0,68, 0,65 et 0,61 pour les bassins versants chilien, marocain et grec respectivement, ce qui est en accord avec les valeurs de Nash-Sutcliffe.

Tableau 36: Valeurs optimales des fonctions objectives les plus importantes et leurs significations dans les simulations pour les trois bassins versants étudiés

Evaluation statistique								
Bassin versant chilien (Lonquén)			**Bassin versant marocain (Haut Sebou)**			**Bassin versant grec (Evrotas)**		
Critères de performance	Valeurs	Evaluation	Critères de performance	Valeurs	Evaluation	Critères de performance	Valeurs	Evaluation
NSE	0.54	Satisfaisant	NSE	0.58	Satisfaisant	NSE	0.64	Satisfaisant
RMSE	0.68	Satisfaisant	RMSE	0.65	Satisfaisant	RMSE	0.61	Satisfaisant
PBIAS %	4.8	Très bonne	PBIAS %	1.32	Très bonne	PBIAS %	8.7	Très bonne
R^2	0.54	Satisfaisant	R^2	0.58	Satisfaisant	R^2	0.66	bonne

Les valeurs significatives des critères de performance confirment les interprétations extraites ci-dessus, et que l'utilisation de modèle HBV a bien reproduit les débits dans les bassins versant considérés et que les valeurs simulées sont très proches de celles observées.

6. Les indicateurs de débits élevés

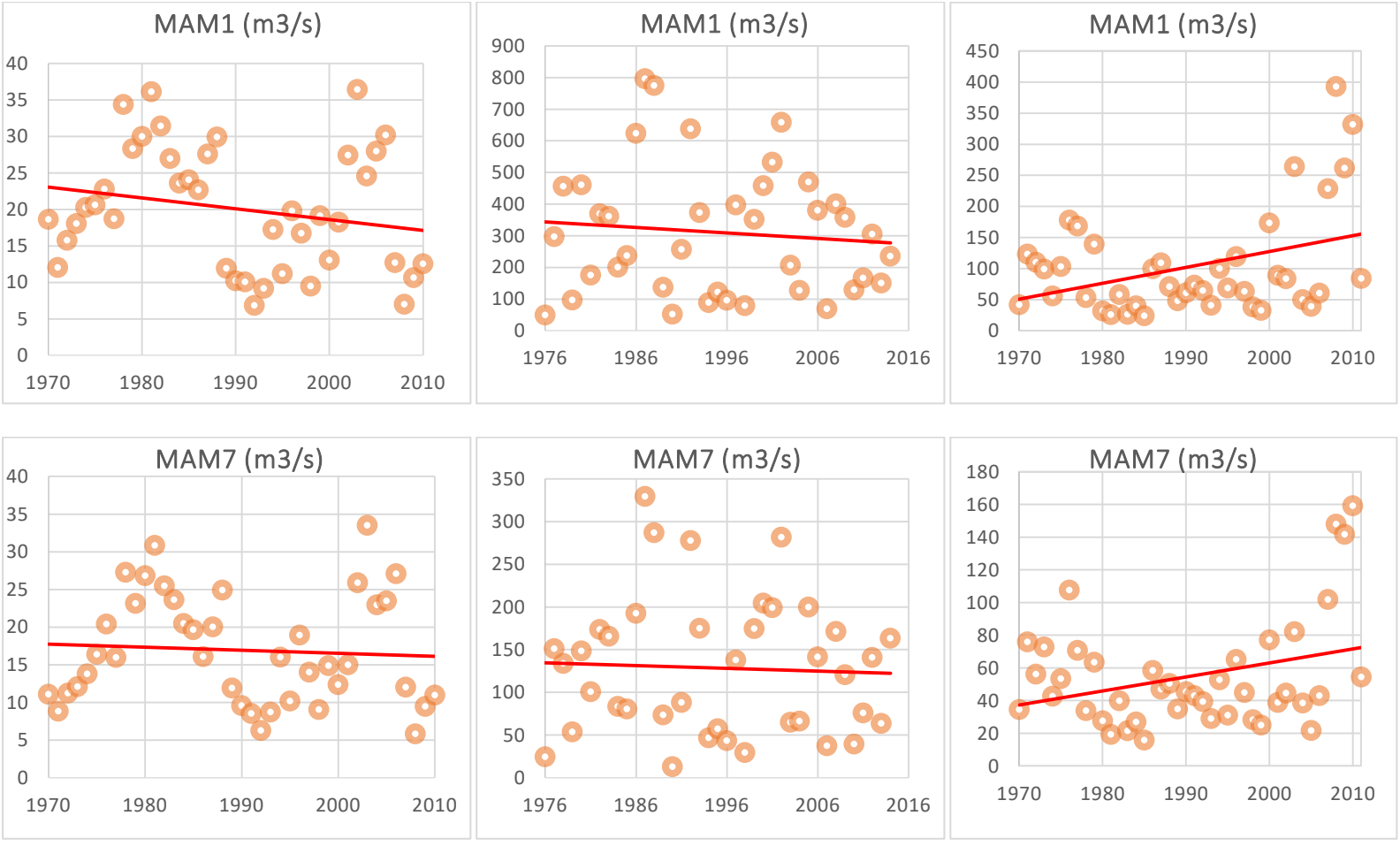
6.1. Description générale des indicateurs des débits élevés :

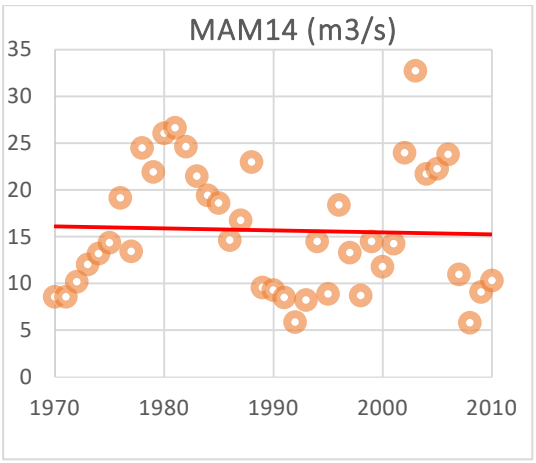
L'étude de la tendance des débits élevés recommande plusieurs indicateurs. Pour cette étude, sept indicateurs sont utilisés pour calculer les débits annuels maximums pour un débit quotidien (MAM1), hebdomadaire (MAM7), bihebdomadaire (MAM14), trihebdomadaire (MAM21), mensuel (MAM30), bimensuel (MAM60) et tri-mensuel (MAM90). Les débits quotidiens simulés par le modèle HBV sur de longues périodes dans les trois bassins versants méditerranéens sont utilisés pour calculer les différents indicateurs de haut débit. L'indicateur MAM1 et les sous-ensembles de 7, 14, 21, 30, 60 et 90 jours ont été calculés en utilisant une moyenne mobile appliquée à la série considérée. Dans la phase finale, une régression linéaire est appliquée à tous les indicateurs de haut débit pour déterminer leur évolution dans le temps. L'objectif de l'utilisation de l'indicateur MAM1 (1 jour) est de déterminer les valeurs maximales annuelles des débits et d'avoir une idée de leur évolution dans le temps. En outre, l'indicateur qui calcule les débits annuels maximums pour un débit hebdomadaire est très important pour déterminer les semaines où les débits sont très élevés. Ainsi, les indicateurs MAM14 (14 jours) et MAM21 (21 jours) ont été calculés dans cette étude pour mettre en évidence leur évolution par rapport à MAM1 et aux autres indicateurs.

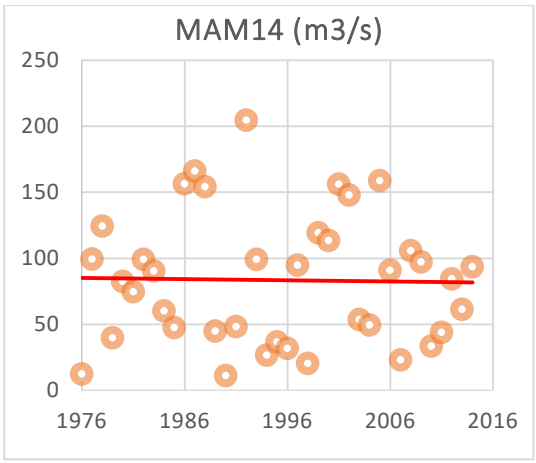
L'indicateur MAM30 (30 jours) a un rôle très important dans la détermination des mois de l'année où le débit des rivières atteint des valeurs très élevées, cette détermination permet d'augmenter la protection contre les inondations pendant ces périodes. En outre, les autres indicateurs (MAM60, MAM90) sont liés aux débits saisonniers maximums. La connaissance de ces débits peut améliorer le suivi environnemental des phénomènes naturels en ce qui concerne les débits élevés tels que les inondations, etc.

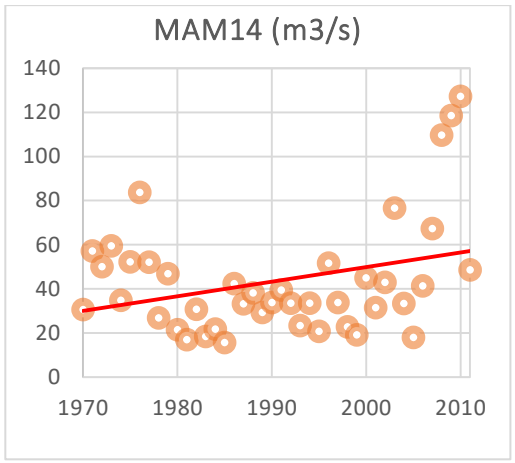
6.2. Calcul des indicateurs de débits élevés

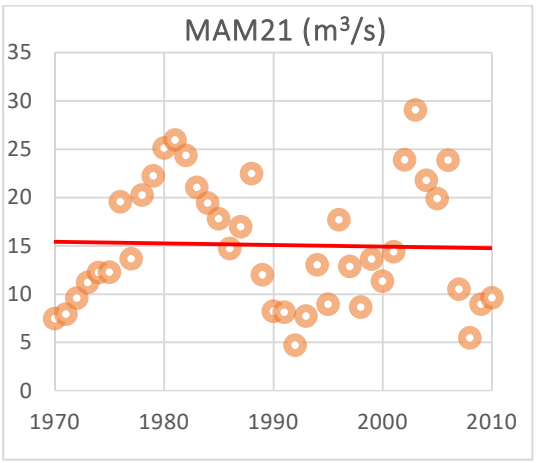
Les débits élevés sont les débits maximums mesurés pendant l'année à une station de jaugeage donnée. Dans cette étude, les tendances des débits maximums de trois cas d'étude différents sous le climat méditerranéen sont étudiées. Ensuite, sept indicateurs de hauts débits (MAM1, MAM7, MAM14, MAM21, MAM30, MAM60 et MAM90) ont été calculés à partir des débits simulés et soumis ensuite à une régression linéaire afin de détecter leur évolution dans le temps.Les résultats des tendances obtenus en calculant les indicateurs des débits élevés dans les trois bassins versants sont illustrés à la figure 40.

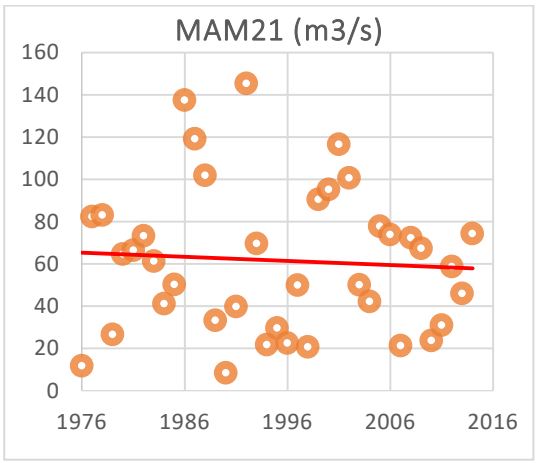


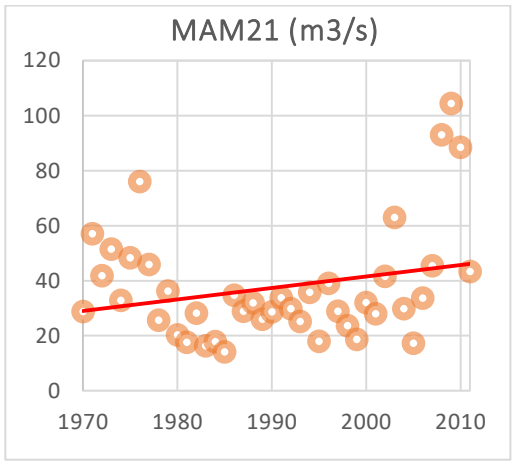

MAM14 (m3/s)
35
30
25
20
15
10
5
0
1970
1980
1990
2000
2010

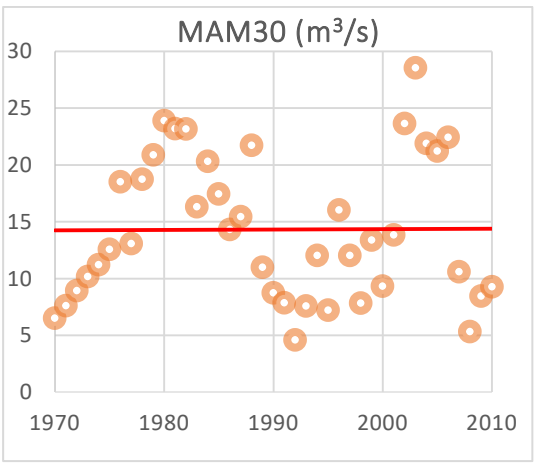

MAM14 (m3/s)
250
200
150
100
50
0
1976
1986
1996
2006
2016

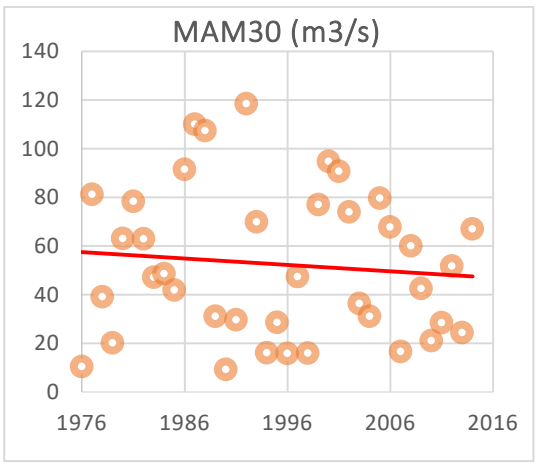

MAM14 (m3/s)
140
120
100
80
60
40
20
0
1970
1980
1990
2000
2010

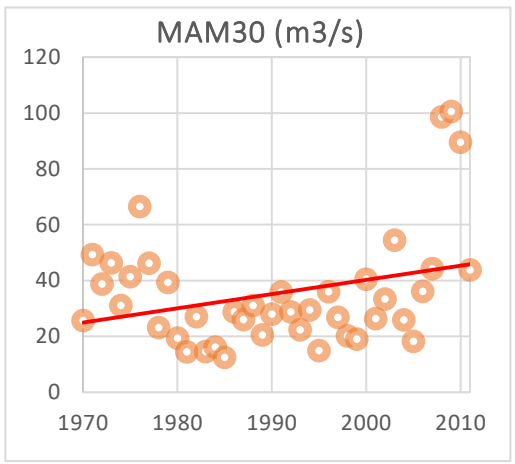

MAM21 (m³/s)
35
30
25
20
15
10
5
0
1970
1980
1990
2000
2010


MAM21 (m3/s)
160
140
120
100
80
60
40
20
0
1976
1986
1996
2006
2016


MAM21 (m3/s)
120
100
80
60
40
20
0
1970
1980
1990
2000
2010


MAM30 (m³/s)
30
25
20
15
10
5
0
1970
1980
1990
2000
2010


MAM30 (m3/s)
140
120
100
80
60
40
20
0
1976
1986
1996
2006
2016


MAM30 (m3/s)
120
100
80
60
40
20
0
1970
1980
1990
2000
2010

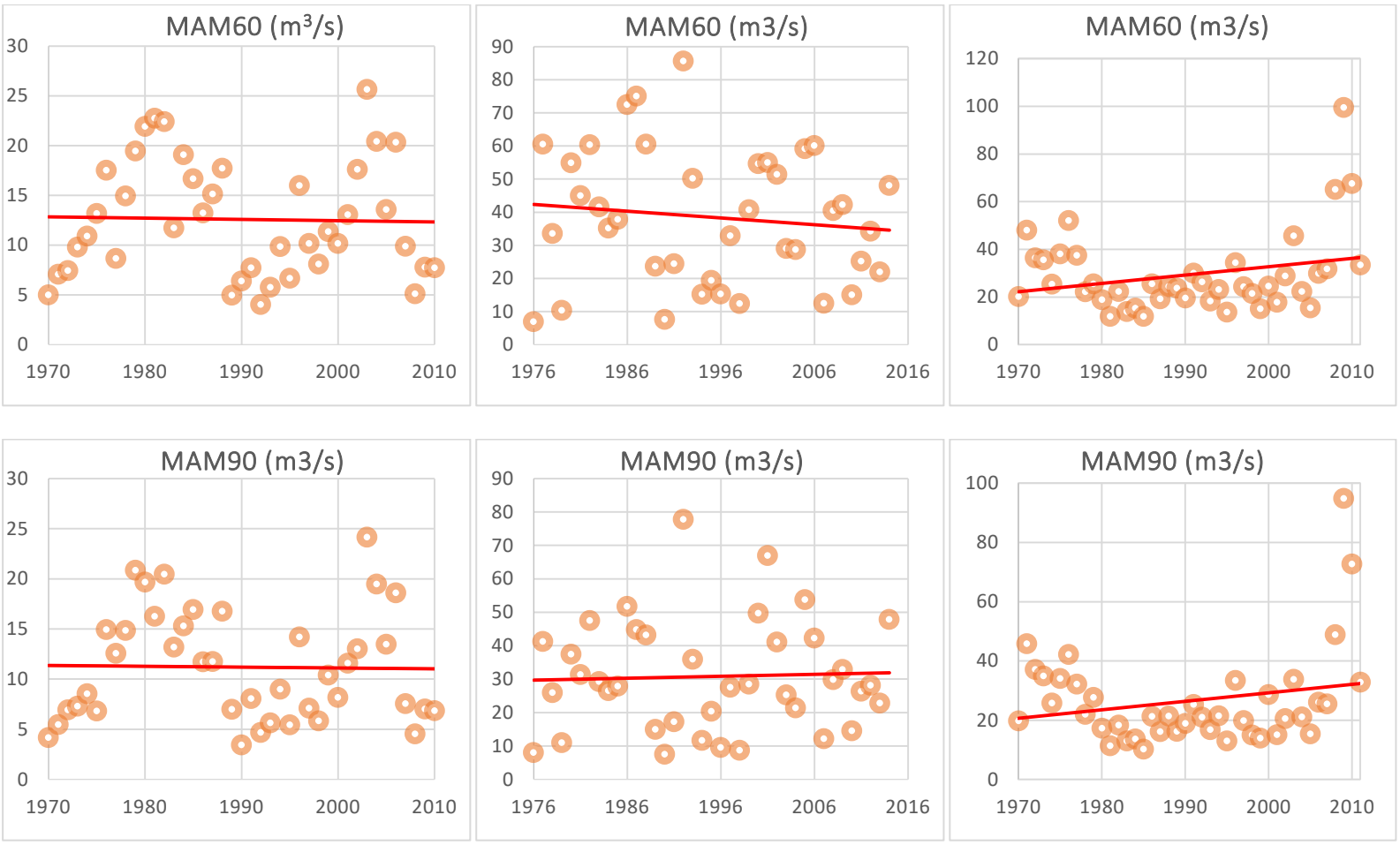


Figure 40: Tendances des débits annuels maximums pour les trois stations de jaugeage dans le contexte méditerranéen : [indicateurs de haut débit pour le bassin versant d'Evrotas (à gauche) ; indicateurs de haut débit pour le bassin versant de Lonquen (au milieu) ; indicateurs de haut débit pour le bassin versant du Haut Sebou (à droite)]

L'analyse visuelle des résultats obtenus pour le bassin versant grec met en évidence une tendance négative pour l'indicateur qui calcule les débits annuels maximums pour un débit journalier (MAM1), et pour les autres indicateurs (MAM7, MAM14, MAM21, MAM30, MAM60 et MAM90) on constate une légère diminution des débits élevés. Au cours des 41 années utilisées pour étudier les tendances dans ce bassin versant, la valeur maximale du débit observée est d'environ 36 m^3/s, cette valeur est la valeur maximale du débit également pour l'indicateur MAM1. Les valeurs maximales de débit diminuent de l'indicateur avec l'échelle de temps la plus basse (MAM1) à l'indicateur tri-mensuel (MAM90).

Selon l'analyse approfondie des tendances des hauts débits pour le bassin versant chilien, une légère diminution de ces débits est observée pour les indicateurs MAM1, MAM7, MAM14, MAM21, MAM30 et MAM60. Néanmoins, pour la moyenne mobile sur 90 jours (MAM90),

une légère augmentation est constatée. Le débit maximal calculé par la moyenne mobile d'un jour est d'environ 796 m^3/s. Cette valeur importante influence la tendance négative observée au fil du temps pour l'indicateur MAM1.

L'étude des tendances des hauts débits dans le bassin versant marocain entre 1970 et 2011 a montré une augmentation de la contribution des hauts débits au ruissellement total et ceci est confirmé par la tendance positive observée dans tous les indicateurs calculés. En outre, les valeurs extrêmes sont observées dans les dernières années de la période considérée.

7. L'application du test de Mann_Kendall sur les indicateurs de hauts débits pour détecter leurs tendances dans les trois bassins Méditerranéens

Les tests statistiques sont plus rigoureux pour détecter les tendances des séries chronologiques que la régression linéaire. Pour cette raison, le test de Main-Kendall a été utilisé pour vérifier et confirmer les résultats extraits par l'observation visuelle. Ce test a été effectué sur tous les indicateurs de haut débit calculés pour les trois bassins étudiés avec un seuil de 10% (α=0,1), ce qui correspond à un niveau de confiance de 90%. Il est également important de noter que la corrélation lag-1 a montré une corrélation non significative pour tous les indicateurs de haut débit, ce qui implique l'application directe du test de Mann-kendall sans avoir recours à la procédure de pré-blanchiment (Bayazit and Önöz 2007). L'application de ce test (Tab. 37) montre une diminution des débits élevés pour les sept indicateurs calculés pour le bassin versant grec au cours de la période considérée. Le bassin versant chilien réagit de la même manière, à l'exception de l'indicateur MAM90, qui a augmenté. Cependant, le bassin versant marocain réagit différemment puisqu'une augmentation remarquable a été observée pour tous les indicateurs de haut débit.

Tableau 37: Tendance des indicateurs de haut débit trouvés à l'aide du test de Mann-Kendall (Tendance négative : ↓ Tendance positive : ↑)

Indicateurs de hauts debits		**MAM1**	**MAM7**	**MAM14**	**MAM21**	**MAM30**	**MAM60**	**MAM90**
Bassin versant grec (Evrotas)	Test de Mann-Kendall	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
Bassin versant Chilin (Lonquén)		↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑
Bassin versant Marocain (Haut Sebou)		↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑

L'étude des tendances des débits élevés pour les trois bassins versants méditerranéens présente des résultats particuliers en passant d'un bassin à l'autre. En effet, le contexte méditerranéen est très sensible au changement climatique (Giorgi 2006; Giorgi and Lionello 2008; Colin 2011), cette sensibilité influence également la modification du fonctionnement hydrologique des bassins versants sous l'influence du climat méditerranéen. Plusieurs chercheurs ont montré que le réchauffement climatique dans le contexte méditerranéen a tendance à s'accentuer (Gibelin and Déqué 2003; Somot et al. 2007, 2008). Ces études sont en bon accord et confirment les résultats trouvés pour les bassins versants grecs et chiliens, notamment l'influence du réchauffement dans le contexte méditerranéen sur la variabilité spatiale des précipitations et leur diminution en termes de quantité dans certaines régions de ce contexte, puis automatiquement une diminution de la fréquence d'occurrence des inondations. Il est également important de dire que le changement de la variabilité spatiale des précipitations peut entraîner une augmentation des précipitations dans certaines régions du contexte méditerranéen, c'est le cas du bassin versant marocain où une augmentation des débits élevés est observée pour tous les indicateurs calculés pour ce bassin versant. Les résultats obtenus grâce à l'utilisation de deux approches de détection des tendances sont en bon accord et confirment l'influence du changement climatique sur le contexte méditerranéen.

8. Conclusion

Cette étude porte sur la modélisation hydrologique et l'étude des tendances des hauts débits dans trois bassins versants méditerranéens semi-arides. La simulation des débits est réalisée à l'aide d'un modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A), et en utilisant l'approche continue pour simuler les débits des longues séries historiques dans les trois bassins versants considérés. La calibration du modèle nécessite des séries continues de précipitations, de température, d'évapotranspiration et de coefficient de culture, tous ces facteurs climatiques sont pris en compte par le modèle HBV pour la meilleure reproduction du débit.

Les études de performance utilisées pour contrôler la qualité des résultats obtenus confirment que le modèle HBV est performant pour la simulation de l'écoulement des bassins versants sous un climat méditerranéen semi-aride. Dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre l'importance de ce modèle hydrologique pour améliorer l'estimation des crues, la gestion des ressources en eau et aussi pour comprendre le comportement hydrologique des bassins versants méditerranéens semi-arides.

Les tendances en matière de hauts débits ont été examinées en calculant plusieurs indicateurs dans les trois bassins versants de climat méditerranéen. Les tendances des indicateurs de hauts débits ont été détectées en utilisant deux approches. La première approche était basée sur la détection des tendances des hauts débits en utilisant des observations visuelles (régressions linéaires : détection des tendances en utilisant les pentes des régressions linéaires des valeurs des indicateurs de hauts débits tracées sur un graphique). La seconde approche est plus rigoureuse et consiste à utiliser un test statistique pour détecter avec précision la présence d'une tendance (test de Mann-Kendall : détection des tendances à l'aide d'hypothèses).

En général, ces indicateurs évoluent de la même manière pour chaque bassin versant, à quelques exceptions près. Pour les bassins versants grec et chilien, une tendance négative a été notée pour la plupart des indicateurs calculés, ce qui montre une diminution de la fréquence d'occurrence des hauts débits et suggère automatiquement une diminution du risque de crues et d'inondations. Le bassin versant marocain réagit différemment aux tendances des hauts débits, et les indicateurs calculés montrent une tendance positive pour les hauts débits, ces résultats intéressants montrent l'importance d'améliorer la prévision des crues et de développer la gestion des ressources en eau dans ce bassin versant pour une meilleure protection contre les inondations. En général, ces résultats confirment l'influence du changement climatique sur le fonctionnement hydrologique des bassins versants et la disponibilité des ressources en eau, en particulier dans les régions influencées par un climat méditerranéen.

CONCLUSION GENERALE

La Méditerranée se caractérise par des ressources en eau limitées et des intensités de précipitations élevées pendant les saisons humides qui génèrent parfois des inondations catastrophiques. Le changement climatique aggrave la situation des ressources en eau méditerranéennes et affecte les différents processus hydrologiques. Notre recherche est basée sur le cadre comparatif de modèles hydrologiques conceptuels en les mettant en œuvre dans trois bassins versants aux caractéristiques climatiques similaires et à la physiologie et l'hydrologie variées. L'utilisation de la procédure de comparaison des modèles hydrologiques dans différents bassins est considérée comme la plus appropriée pour l'évaluation de la robustesse et de la capacité de ces modèles à reproduire la transformation des précipitations en débits. Les bassins comparés sont caractérisés par des temps de réponse de quelques heures et de grandes superficies (plus de 2000 km^2) et sont situés au Maroc, en Grèce et au Chili. Les deux approches de modélisation hydrologique (continue et événementielle) ont été appliquées dans cette étude à travers l'implémentation de quatre modèles pluie-débit afin d'étudier les caractéristiques des événements pluvieux et d'évaluer la robustesse et la sensibilité de ces modèles et d'évaluer aussi l'impact du changement climatique dans les contextes choisis.

Le changement climatique affecte certainement le régime des précipitations et par conséquent le régime hydrologique des bassins versants considérés pour cette étude. Dans ce contexte, l'objectif principal de cette thèse est d'étudier l'impact potentiel du changement climatique sur les hauts débits des trois bassins méditerranéens semi-arides à travers la calibration des processus hydrologiques en utilisant le modèle conceptuel HBV. Les résultats obtenus constitueront une base de données pour les décideurs et les futurs chercheurs dans le domaine de l'environnement.

La première phase de cette étude montre l'importance de la modélisation hydrologique événementielle et continue sur le bassin versant marocain (Haut Sebou) à travers l'implémentation du modèle couplé SCS-LR de la plateforme discrétisée ATHYS. Cette plateforme prend en compte la variabilité des processus physiques et la spatialisation des précipitations dans le bassin du Haut Sebou qui est caractérisé par des altitudes très variées du sud au nord, et par une occupation et un type de sol très divers. Les performances du modèle ont été comparées en utilisant le pas de temps horaire lors de l'utilisation de l'approche événementielle, et les résultats trouvés sont pertinents avec des valeurs moyennes de NSE de l'ordre de 0.70 et 0.65 pour la calibration et la validation, respectivement. Le pas de temps

journalier a également été utilisé lors de l'application du mode continu pour l'évaluation des résultats à l'aide de critères statistiques de performance; les valeurs de ces critères sont généralement satisfaisantes et peuvent aider les décideurs à comprendre le comportement des bassins versants ayant des caractéristiques similaires à notre bassin et à encourager les services compétents à améliorer les techniques de collecte de données pour obtenir des résultats plus intéressants.

La deuxième partie de cette recherche vise à étudier l'influence de la spatialisation des bassins sur la qualité des simulations en mettant en œuvre trois modèles hydrologiques aux caractéristiques différentes (distribué, semi-distribué, et global) et qui sont successivement : ATHYS, SWAT et GR4J. L'analyse de sensibilité de cinq paramètres du modèle ATHYS, et de trente paramètres du modèle SWAT, et enfin de quatre paramètres de GR4J a révélé successivement que S et V_0 d'Athys, et CN2, SLSUBBSN, SOL_AWC, SOL_K de Swat, et X1 et X3 de Gr4j sont les plus influents sur la forme générale des hydrogrammes de crue dans le bassin considéré. Ces paramètres sont modifiés jusqu'à l'obtention des valeurs optimales qui donnent moins d'écart entre les données observées et simulées. Les résultats obtenus lors de la calibration montrent l'importance des modèles discrétisés qui reprennent les processus physiques pour une meilleure description du bassin versant, puisque après l'utilisation des modèles Athys et Swat une amélioration de 20% et 5% a été observée pour le critère NSE par rapport aux performances du modèle global GR4J. La validation des modèles confirme l'applicabilité et la robustesse des modèles discrétisés et semi-distribués sur le contexte méditerranéen semi-aride avec une sous-estimation des flux confirmée par les valeurs positives de PBIAS.

Enfin, une étude sur le changement climatique a été élaborée à travers l'application d'un modèle conceptuel semi-distribué (HBV modèle-A) et d'un test statistique (Mann-kedall) et par le calcul des indicateurs de hauts débits de trois bassins méditerranéens semi-arides (Haut Sebou, Evrotas, et Lonquén). Les valeurs intéressantes de NSE (NSE=0.58 pour Haut Sebou ; NSE : 0.64 pour Evrotas ; et NSE : 0.54 pour Lonquén) montrent que ce modèle est applicable et utilisable pour une meilleure gestion des ressources en eau dans le contexte méditerranéen semi-aride. L'étude des tendances des hauts débits dans les bassins grecs et chiliens montre une tendance négative pour les indicateurs calculés (MAM1, MAM7, MAM14, MAM21, MAM30, MAM60 et MAM90) et aussi après l'application du test de Mann-Kendall des valeurs négatives ont été observées de la variable Z confirment cette tendance négative des hauts débits. Le bassin versant marocain montre un comportement

différent en termes de hauts débits car des valeurs positives de la variable Z ont été observées pour tous les indicateurs calculés, ce qui nous permet de conclure que ce bassin versant a besoin de systèmes d'alerte contre les inondations ainsi que la construction d'ouvrages permettant de bloquer ou de ralentir la force de propagation des inondations Les résultats de cette recherche confirment l'influence du changement climatique sur les trois bassins méditerranéens qui affecte principalement les ressources en eau.

PERSPECTIVES

Les résultats de la présente recherche permettent de comprendre le comportement hydrologique et l'impact du changement climatique sur trois bassins méditerranéens choisis comme échantillons représentatifs où aucune recherche similaire n'a été menée. La modélisation hydrologique des bassins versants par l'utilisation de modèles hautement paramétriques tels que SWAT nécessite une grande base de données, ce qui est une contrainte pour les appliquer dans de nombreux bassins. Les perspectives potentielles qui pourraient être adoptées à l'avenir sont d'utiliser une grande base de données d'un grand nombre de bassins méditerranéens pour évaluer la situation des ressources en eau ainsi que l'impact du changement climatique sur les différents processus hydrologiques de ces bassins.

La densité des stations pluviométriques dans les bassins grec et chilien conduit à une mauvaise répartition des précipitations dans ces bassins versants par les modèles hydrologiques, ce qui affecte la qualité des simulations. Ainsi, dans ce contexte, il est nécessaire de comprendre l'importance d'installer des stations pluviométriques dans les parties non contrôlées de ces bassins, il est également important d'installer des stations hydrométriques à la sortie de chaque sous-bassin pour une meilleure protection et prévention contre les inondations.

Les conditions climatiques favorables et la position géographique des zones méditerranéennes sont des facteurs qui augmentent l'influence de l'urbanisation sur le comportement hydrologique des bassins versants. Pour cette raison, une autre perspective est ajoutée à notre travail qui se manifeste par l'utilisation de la télédétection pour obtenir des informations sur l'évolution de l'utilisation du terre sur une longue période de temps afin de détecter l'influence de l'urbanisation sur le comportement des débits des bassins versants méditerranéens.

BIBLIOGRAPHIE

Abdelwahab OMM, Ricci GF, De Girolamo AM, Gentile F (2018) Modelling soil erosion in a Mediterranean watershed: Comparison between SWAT and AnnAGNPS models. Environ Res 166:363–376. doi: 10.1016/j.envres.2018.06.029

Adger WN, Huq S, Brown K, et al (2003) Adaptation to climate change in the developing world. Prog Dev Stud 3:179–195. doi: 10.1191/1464993403ps060oa

Ajami N., Gupta H, Wagener T, Sorooshian S (2004) Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system. J Hydrol 298:112–135. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.03.033

Akdim B, Sabaoui A, Amyay M, et al (2012) Influences hydro karstiques du système sourcier Aïn Sebou-Timedrine-Ouamender Sur l'hydrologie de l'oued Sebou (Moyen Atlas, Maroc). Zeitschrift für Geomorphol 56:165–181. doi: 10.1127/0372-8854/2011/0063

Alfonso S, Grousset F, Massé L, Tastet JP (2001) A European lead isotope signal recorded from 6000 to 300 years BP in coastal marshes (SW France). Atmos Environ 35:3595–3605. doi: 10.1016/S1352-2310(00)00566-5

Allen RG, Pereira LS, Raes D, et al (1998) Crop evapotranspiration - Guidelines for computing reference crop evapotranspiration. 1–15. doi: 10.1016/j.eja.2010.12.001

Amri R (2013) Estimation régionale de l'évapotranspiration sur la plaine de Kairouan (Tunisie) à partir de données satellites multi-capteurs École. Thèse Dr l'Université Toulouse, 176p

Andreadaki M, Hrissanthou V, Kotsovinos N (2008) Calculation of Sediment Reduction At the Outlet of Nestos River Basin , Due To the Dams. Proc IV Int Symp Transbound Waters Manag Thessaloniki, 15–18/10/2008

Andreassian V, Perrin C, Michel C, et al (2001) Impact of imperfect rainfall knowledge on the ef®ciency and the parameters of watershed models. J Hydrol 250:206–223

Andréassian V, Perrin C, Michel C (2004) Impact of imperfect potential evapotranspiration knowledge on the efficiency and parameters of watershed models. J Hydrol 286:19–35. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.09.030

Antonakos A, Lambrakis N (2000) Hydrodynamic characteristics and nitrate propagation in Sparta aquifer. Water Res 34:3977–3986. doi: 10.1016/S0043-1354(00)00160-3

Aouissi J, Benabdallah S, Lili Chabaâne Z, Cudennec C (2018) Valuing scarce observation of rainfall variability with flexible semi-distributed hydrological modelling – Mountainous Mediterranean context. Sci Total Environ 643:346–356. doi: 10.1016/j.scitotenv.2018.06.086

Aqnouy M, El Messari JES, Ismail H, et al (2019) Assessment of the SWAT model and the parameters affecting the flow simulation in the watershed of Oued Laou (Northern Morocco). J Ecol Eng 20:104–113. doi: 10.12911/22998993102794

Araneda M, Avendano F, Merlo C (2000) Gravity model of the basin in Santiago, Stage III. 9th Chil Geol Congr 2, Santiago, Chile 404–408

Archer D (1992) Land of Singing Waters. Rivers and Great Floods of Northumbria. Spredden Press Stock 217 pp

Arheimer B, Lindström G (2015) Climate impact on floods: Changes in high flows in Sweden in the past and the future (1911-2100). Hydrol Earth Syst Sci 19:771–784. doi: 10.5194/hess-19-771-2015

Arnold JG, Allen PM, Bernhardt G (1993) A comprehensive surface-groundwater flow model. J Hydrol 142:47–69. doi: 10.1016/0022-1694(93)90004-S

Atta-ur-Rahman, Dawood M (2017) Spatio-statistical analysis of temperature fluctuation using Mann–Kendall and Sen's slope approach. Clim Dyn 48:783–797. doi:

10.1007/s00382-016-3110-y
Ballais JL, Garry G, Masson M (2005) Contribution de l'hydrogéomorphologie à l'évaluation du risque d'inondation: Le cas du Midi méditerranéen français. Comptes Rendus - Geosci 337:1120–1130. doi: 10.1016/j.crte.2005.06.010
Bayazit M, Önöz B (2007) To prewhiten or not to prewhiten in trend analysis? Hydrol Sci J 52:611–624. doi: 10.1623/hysj.52.4.611
Becerra PI (2016) Relationship between climate and geographical variation of local woody species richness within the Mediterraneantype region of Chile. Rev Chil Hist Nat 89:1–11. doi: 10.1186/s40693-016-0062-x
BENTURA PLF, MICHEL C (1997) Flood routing in a wide channel with a quadratic lag-and-route method. Hydrol Sci J 42:169–189. doi: 10.1080/02626669709492018
Bergström s., Carlsson B, Gardelin M, et al (2001) Climate change impacts on runoff in Sweden - Assessments by global climate models, dynamical downscalling and hydrological modelling. Clim Res 16:101–112. doi: 10.3354/cr016101
Bergström S (1976) Development and Application of a Conceptual Runoff Model for Scandinavian Catchments. Rep RHO 7 SMHI, Norrköping, Sweden. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.05.052
Berthet L, Andreassian V, Perrin C, Javelle P (2009) How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments. Hydrol Earth Syst Sci 13
Beven K (2012) Rainfall-Runoff Modelling: the primer
Beven K., Kirkby M., Schofield N, Tagg A. (1984) Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for three U.K. catchments. J Hydrol 69:119–143
Biesbrouck B, Wyseure G, J VO, Feyen J (2000) avswat 2000
Bizama G (1998) Geología del cuadrángulo Yumbel (37º00'-37º5' S, 72º30'-72º45' W) VIII Región del Bío-Bío, Chile. Mem Título Geólogo Fac Ciencias Químicas, Univ Concepción, Concepción, Chile 103 p
Blake W., Theocharopoulos, S.P Skoulikidis N, Clark P, et al (2008) Wildfire, soil erosion and the risk to aquatic resources: evidence from the burnt Evrotas River basin, southern Peloponnese, Greece. Geophys Res Abstr 10:3–4
Bormann H, Pinter N, Elfert S (2011) Hydrological signatures of flood trends on German rivers: Flood frequencies, flood heights and specific stages. J Hydrol 404:50–66. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.04.019
Bouadila A, Benaabidate L, Bouizrou I, Aqnouy M (2019) Implementation of Distributed Hydrological Modeling in a Semi-Arid Mediterranean Catchment Azzaba , Morocco. J Ecol Eng 20:236–254
Bouadila A, Tzoraki O, Benaabidate L (2020) Hydrological modeling of three rivers under Mediterranean climate in Chile, Greece, and Morocco: study of high flow trends by indicator calculation. Arab J Geosci 13:. doi: 10.1007/s12517-020-06013-2
Boulet G (2010) Modélisation, spatialisation et assimilation des données de la télédétection pour la gestion de l'eau des milieux semi-arides. Hydrol Univ e Paul Sabatier - Toulouse III, 85p
Bouvier C, Delclaux F (1996) modelling and coupling with GIS. Most
Bouvier C, Fuentes G, Dominguez R (1994) MERCEDES: un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène. Crues inondations 23emes journées l'hydraulique Congrès la Société Hydrotechnique Fr Nîmes, 14-15-16 Sept 1994 257–260
Boyle DP, Gupta H V., Sorooshian S, et al (2001) Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. Water Resour Res 37:2749–2759. doi: 10.1029/2000WR000207

Brintrup K, Amigo C, Fernández J, et al (2019) Comparison of organic matter in intermittent and perennial rivers of mediterranean Chile with the support of citizen science. Rev Chil Hist Nat 92:1–10. doi: 10.1186/s40693-019-0083-3

Brouziyne Y, Abouabdillah A, Bouabid R, et al (2017) SWAT manual calibration and parameters sensitivity analysis in a semi-arid watershed in North-western Morocco. Arab J Geosci 10:. doi: 10.1007/s12517-017-3220-9

Brouziyne Y, Abouabdillah A, Bouabid R, Benaabidate L (2018) SWAT streamflow modeling for hydrological components' understanding within an agro-sylvo-pastoral watershed in Morocco. J Mater Environ Sci 9:128–138. doi: 10.26872/jmes.2018.9.1.16

Burman R., Nixon P., Wright J., Pruitt W (1980a) Water requirements, In: Jensen, M.E. (Ed.), Design of Farm Irrigation Systems. ASAE Mono, Am Soc Agric Eng, St Joseph, MI 189–232

Burman R., Wright J., Nixon P., Hill R. (1980b) Irrigation management-water requirements and water balance. Irrig Challenges 80's, Proc Second Natl Irrig Symp Am Soc Agric Eng, St Joseph, MI, pp 141–153

Burn DH, Hag Elnur MA (2002) Detection of hydrologic trends and variability. J Hydrol 255:107–122

Calver A, Lamb R, Morris SE (1999) River flood frequency estimation using continuous runoff modelling. Proc Inst Civ Eng Water, Marit Energy 136:225–234

Camarasa-Belmonte AM (2016) Flash floods in Mediterranean ephemeral streams in Valencia Region (Spain). J Hydrol 541:99–115. doi: 10.1016/j.jhydrol.2016.03.019

Cazemier MM, Querner EP, Gallart F, et al (2011) Hydrological analysis of the Evrotas basin , Greece Low flow characterization and scenario analysis. Alterra-report 2249 90

Chen H, Xu CY, Guo S (2012) Comparison and evaluation of multiple GCMs, statistical downscaling and hydrological models in the study of climate change impacts on runoff. J Hydrol 434–435:36–45. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.02.040

Chen Y, Xu CY, Chen X, et al (2019) Uncertainty in simulation of land-use change impacts on catchment runoff with multi-timescales based on the comparison of the HSPF and SWAT models. J Hydrol 573:486–500. doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.03.091

Chong-yu X (2002) Hydrologic models. Suecia

Chow V., Maidment D., Mays L. (1988) Applied Hydrology. McGraw-Hill, New York

Ciarapica L, Todini E (2002) TOPKAPI: A model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales. Hydrol Process 16:207–229. doi: 10.1002/hyp.342

Cigizoglu HK, Bayazit M, Önöz B (2005) Trends in the Maximum , Mean , and Low Flows of Turkish Rivers. J Hydrometeorol 6:280–290. doi: 10.1175/JHM412.1

Colin J (2011) Etude des évènements précipitants intenses en Méditerranée : approche par la modélisation climatique régionale. PhD Thesis, CNRM-GAME, Me´ te´ o Fr

Cormary Y, Guilbot A (1973) Étude des relations pluie-débit sur trois bassins versants d'investigation. IAHS Publ Madrid Symp 108:265–279

Coron L, Andréassian V, Perrin C, et al (2014) On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation: a diagnostic approach applied to three models of increasing complexity on 20 mountainous catchments. Hydrol Earth Syst Sci 18:727–746. doi: 10.5194/hess-18-727-2014

Coron L, Thirel G, Delaigue O, et al (2017) The suite of lumped GR hydrological models in an R package. Environ Model Softw 94:166–171. doi: 10.1016/j.envsoft.2017.05.002

Corral C, Sempere-Torres D, Revilla M, Berenguer M (2000) A semi-distributed hydrological model using rainfall estimates by radar. Application to Mediterranean basins. Phys Chem Earth, Part B Hydrol Ocean Atmos 25:1133–1136. doi: 10.1016/S1464-1909(00)00166-0

Cosandey C. RM (2000) Hydrologie continentale. Arman Colin, Paris, 2000, 368 42:2–4

Daggupati P, Pai N, Ale S, et al (2015) A recommended calibration and validation strategy for

hydrologic and water quality models. Trans ASABE 58:1705–1719. doi: 10.13031/trans.58.10712
Dakhlaoui H, Ruelland D, Tramblay Y, Bargaoui Z (2017) Evaluating the robustness of conceptual rainfall-runoff models under climate variability in northern Tunisia. J Hydrol 550:201–217. doi: 10.1016/j.jhydrol.2017.04.032
Danneberg J (2012) Changes in runoff time series in Thuringia, Germany-Mann-Kendall trend test and extreme value analysis. Adv Geosci 31:49–56. doi: 10.5194/adgeo-31-49-2012
De Girolamo AM, Barca E, Pappagallo G, Lo Porto A (2017) Simulating ecologically relevant hydrological indicators in a temporary river system. Agric Water Manag 180:194–204. doi: 10.1016/j.agwat.2016.05.034
De Girolamo AM, Gallart F, Pappagallo G, et al (2015) An eco-hydrological assessment method for temporary rivers. The Celone and Salsola rivers case study (SE, Italy). Ann Limnol 51:1–10. doi: 10.1051/limn/2014028
De Waele J, Martina ML V, Sanna L, et al (2010) Flash flood hydrology in karstic terrain: Flumineddu Canyon, central-east Sardinia. Geomorphology 120:162–173. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.03.021
Delrieu G, Nicol J, Yates E, et al (2005) The Catastrophic Flash-Flood Event of 8–9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes–Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. J Hydrometeorol 6:34–52. doi: 10.1175/JHM-400.1
Devia GK, Ganasri BP, Dwarakish GS (2015) A Review on Hydrological Models. Aquat Procedia 4:1001–1007. doi: 10.1016/j.aqpro.2015.02.126
Doorenbos J, Pruitt W (1975) Guidelines for predicting crop water requirements, Irrigation and Drainage. Pap no 24, FAO-ONU, Rome, Italy 168pp. doi: 10.1016/0266-9838(87)90026-8
Doorenbos J, Pruitt W (1977) - Crop water requirements - FAO irrigation and drainage paper No. 24 (revised). FAO - Food Agric Organ United Nations, Rome
Douglas-Mankin KR, Maski D, Janssen KA, et al (2010) M n r y c i -f c m p u swat. 53:1557–1568
Dubreuil P (1974) Initiation à l'analyse hydrologique. Orstom, Masson Cie édts, Paris 1–216
Duque LF, Vázquez RF (2017) WEAP21 based modelling under climate change considerations for a semi- arid region in southern-central Chile. MASKANA 8:125–146. doi: 10.18537/mskn.08.02.10.
Edijatno (1991) Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Rapp thèse, Univ Louis Pasteur Strasbg
Edijatno, Michel C (1989) Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. La Houille Blanche 2:113–121
El Ghachi M (2007) La Seille : un système fluvial anthropisé (Lorraine, France). Univ Paul Verlaine - Metz Fr
El Khalki Y (1990) Etudes hydrogeomorphologiques au Haut Sebou: cas du synclinal de Skoura et de ses bordures (Moyen Atlas, Maroc). Thèse Univ Provence, Aix En Provence 240p
Endreny TA, Wood EF, Lettenmaier DP (2000) Satellite-derived digital elevation model accuracy : hydrological modelling requirements. 194:177–194
Escourou G (1978) Climatologie pratique. Ed Masson, Collect géographie 172 p
Ewen J, Parkin G (1996) Validation of catchment models for predicting land-use and climate change impacts. 1. Method. J Hydrol 175:583–594. doi: 10.1016/S0022-1694(96)80026-6
Ewert F, Rötter RP, Bindi M, et al (2015) Crop modelling for integrated assessment of risk to

food production from climate change. Environ Model Softw 72:287–303. doi: 10.1016/j.envsoft.2014.12.003
Fenicia F, Savenije HHG, Hoffmann L (2010) An approach for matching accuracy and predictive capability in hydrological model development. IAHS-AISH Publ 338:91–99
Fernandez GP, Chescheir GM, Skaggs RW, Amatya DM (2005) D t w s m p d s. 48:639–652
Feyereisen GW, Strickland TC, Bosch DD, Sullivan DG (2007) Evaluation of SWAT manual calibration and input parameter sensitivity in the little river watershed. Trans ASABE 50:843–855
Field C, Barros V, Dokken D, et al (2014) Climate change 2014: impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: global and sectoral aspects. Cambridge Univ Press Cambridge, 1132
Fowler HJ, Blenkinsop S, Tebaldi C (2007) Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. Int J Climatol 27:1547–1578. doi: 10.1002/joc.1556
Gan TY, Dlamini EM, Biftu GF (1997) Effects of model complexity and structure, data quality, and objective functions on hydrologic modeling. J Hydrol 192:81–103. doi: 10.1016/S0022-1694(96)03114-9
Garavaglia F, Le Lay M, Gottardi F, et al (2017) Impact of model structure on flow simulation and hydrological realism: From a lumped to a semi-distributed approach. Hydrol Earth Syst Sci 21:3937–3952. doi: 10.5194/hess-21-3937-2017
Garfias R, Soto M., Gozalvo F., et al (2018) Remants of schlerophyllous forest in the mediterranean zone of central Chile: Characterization and distribution of fragments. Interciencia 655–663
Garry G, Ballais J-L, Masson M (2002) La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne / The contribution of hydrogeomorphology in flood hazard assessment: a review of the situation in southern France. Géomorphologie Reli Process Environ 8:5–15. doi: 10.3406/morfo.2002.1124
Gassman PW, Reyes MR, Green CH, Arnold JG (2007) The soil and water assessment tool: Historical development, applications, and future research directions. Trans ASABE 50:1211–1250
Gaume E, Livet M, Desbordes M, Villeneuve JP (2004) Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999. J Hydrol 286:135–154. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.09.015
Gharari S, Hrachowitz M, Fenicia F, Savenije HHG (2013) An approach to identify time consistent model parameters: Sub-period calibration. Hydrol Earth Syst Sci 17:149–161. doi: 10.5194/hess-17-149-2013
Ghebremichael LT, Veith TL, Watzin MC (2010) Determination of critical source areas for phosphorus loss: Lake champlain basin, vermont. Trans ASABE 53:1595–1604
Gibelin AL, Déqué M (2003) Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. Clim Dyn 20:327–339. doi: 10.1007/s00382-002-0277-1
Gilbert RO (1987) Statistical Methods for Environmental Pollution Monitoring. Van Nostrand ReinholdNew York
Giorgi F (2006) Climate change hot-spots. Geophys Res Lett 33:. doi: 10.1029/2006GL025734
Giorgi F, Lionello P (2008) Climate change projections for the Mediterranean region. Glob Planet Change 63:90–104. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.09.005
Glaser R, Riemann D, Schönbein J, et al (2010) The variability of European floods since AD 1500. Clim Change 101:235–256. doi: 10.1007/s10584-010-9816-7
González L, Mardones M, Silva A, Campos E (1999) Hidrogeoquímica y comportamiento del

agua subterránea en la cuenca del río Claro, Región del Biobío, Chile. Rev geol Chile 26:145–157
Grafton RQ, Williams J, Jiang Q (2015) Food and water gaps to 2050: preliminary results from the global food and water system (GFWS) platform. Food Secur 7:209–220. doi: 10.1007/s12571-015-0439-8
Grusson Y (2016) MODELISATION DE L'EVOLUTION HYDROCLIMATIQUE DES FLUX ET STOCKS D'EAU VERTE ET D'EAU BLEUE DU BASSIN VERSANT DE LA GARONNE. Laval Univ Quebec City, QC, Canada
Gupta HV, Sorooshian S, Yapo PO (1999) Status of Automatic Calibration for Hydrologic Models: Comparison with Multilevel Expert Calibration. J Hydrol Eng 4:135–143. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(1999)4:2(135)
Hamdy A (2001) Water Resources Management In The Mediterranean Countries: Priority Actions. MEDIT J Econ Agric Environ 2(01), Italy
Hamed KH (2008) Trend detection in hydrologic data: The Mann-Kendall trend test under the scaling hypothesis. J Hydrol 349:350–363. doi: 10.1016/j.jhydrol.2007.11.009
Hannaford J, Marsh T (2006a) An assessment of trends in UK runoff and low flows using a network of undisturbed catchments. Int J Climatol 26:1237–1253. doi: 10.1002/joc.1303
Hannaford J, Marsh TJ (2008) High-flow and flood trends in a network of undisturbed catchments in the UK. Int J Climatol 28:1325–1338. doi: 10.1002/joc.1643
Hannaford J, Marsh TJ (2006b) High and low flow trends in a national network of undisturbed indicator catchments in the UK. Clim Var Chang - Hydrol Impacts 308:496–501
Henriksen HJ, Troldborg L, Nyegaard P, et al (2003) Methodology for construction, calibration and validation of a national hydrological model for Denmark. J Hydrol 280:52–71. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00186-0
Hernández A, Miranda MD, Arellano EC, Dobbs C (2016) Landscape trajectories and their effect on fragmentation for a Mediterranean semi-arid ecosystem in Central Chile. J Arid Environ 127:74–81. doi: 10.1016/j.jaridenv.2015.10.004
Horton RE (1932) Drainage-basin characteristics. Eos, Trans Am Geophys Union 13:350–361. doi: 10.1029/TR013i001p00350
Horton RE (1945) Erosion development in stream and their drainage basins. Geol Soc Am Bull 56:275–370. doi: 10.1130/0016-7606(1945)56
Hreiche A (2003) Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit dans le contexte méditerranéen. PhD Thesis Univ Montpellier II
Hubert P (2002) Le coefficient de compacité de Gravelius : analyse critique d â€TM un indice de forme des bassins versants. 47:
Hudak PF (1998) Groundwater monitoring strategies for variable contaminant migration boundaries. Environ Monit Assess 50:271–288
Hugonie G, Bravard J., Petit F (1997) Les cours d â€TM eau , dynamique du système fluvial. Inf Geogr 62:93 p
Iorgulescu I, Beven KJ, Musy A (2005) Data-based modelling of runoff and chemical tracer concentrations in the Haute-Mentue research catchment (Switzerland). Hydrol Process 19:2557–2573. doi: 10.1002/hyp.5731
Jaffrain G, Boussim J, Diallo A, et al (2005) Guide Technique de la Nomenclature de la Base de Données d'Occupation des Terres (BDOT), Burkina Faso. Tech Report, Inst Géographique du Burkina (IGB), Ouagadougou, Burkina Faso 40 p. doi: 10.1016/j.jag.2012.09.007
Janssen PHM, Heuberger PSC (1995) Calibration of process-oriented models. Ecol Modell 83:55–66. doi: 10.1016/0304-3800(95)00084-9
J P Laborde (2000) Elements d'hydrologie de surface. Nice

Jimeno-Sáez P, Senent-Aparicio J, Pérez-Sánchez J, Pulido-Velazquez D (2018) A comparison of SWAT and ANN models for daily runoff simulation in different climatic zones of peninsular Spain. Water (Switzerland) 10:. doi: 10.3390/w10020192

Jones LD, Jefferson I (2012) Expansive Soils. Inst Civ Eng London 413–441. doi: 10.2174/978168108699611801015

Jourde H, Roesch A, Guinot V, Bailly-Comte V (2007) Dynamics and contribution of karst groundwater to surface flow during Mediterranean flood. Environ Geol 51:725–730. doi: 10.1007/s00254-006-0386-y

Kampf SK, Burges SJ (2007) A framework for classifying and comparing distributed hillslope and catchment hydrologic models. Water Resour Res 43:. doi: 10.1029/2006WR005370

Katerji N, Rana G (2008) Crop evapotranspiration measurements and estimation in the Mediterranean region. INRA--CRA, Bari, Italy

Kendall MG (1975) Rank Correlation Methods. Charles Griffin: London

Kitanidis PK, Bras RL (1980) Real-time forecasting with a conceptual hydrologic model: 1. Analysis of uncertainty. Water Resour Res 16:1025–1033. doi: 10.1029/WR016i006p01025

Kite GW, Kouwen N (1992) Watershed modeling using land classifications. Water Resour Res 28:3193–3200. doi: 10.1029/92WR01819

KlemeŠ V (1986) Operational testing of hydrological simulation models. Hydrol Sci J 31:13–24. doi: 10.1080/02626668609491024

Kokkonen T, Koivusalo H, Karvonen T (2001) A semi-distributed approach to rainfall-runoff modelling - A case study in a snow affected catchment. Environ Model Softw 16:481–493. doi: 10.1016/S1364-8152(01)00028-7

Korhonen J, Kuusisto E (2010) Long-term changes in the discharge regime in Finland. Hydrol Res 41:253–268

Kouassi AM, Koffi YB, Kouamé KF, Lasm T (2013) Application d ' un modèle conceptuel et d ' un modèle de réseaux de neurones artificiels à la simulation des débits annuels dans le bassin versant du N ' zi-Bandama (Côte d ' Ivoire) Résumé. 9:64–76

Krysanova V, Bronstert A, Müller-Wohlfeil D (1999) Modelling river discharge for large drainage basins: From lumped to distributed approach. Hydrol Sci J 44:313–331. doi: 10.1080/02626669909492224

Lamb R, Kay AL (2004) Confidence intervals for a spatially generalized, continuous simulation flood frequency model for Great Britain. Water Resour Res 40:1–13. doi: 10.1029/2003WR002428

Larrivée C, Moffet V, Robitaille P, et al (2010) Élaborer Un Plan D'adaptation Aux Changements Climatiques. Guide Destiné Au Milieu Municipal Québécois. Montréal, Québec

Lazzara P, Rana G (2010) The crop coefficient (Kc) values of the major crops grown under Mediterranean climate. Mediterr Dialogue Integr Water Manag

Lebel T, Laborde JP (1988) A geostatistical approach for areal rainfall statistics assessment. Stoch Hydrol Hydraul 2:245–261. doi: 10.1007/BF01544039

Lepoutre B, Martin J, Chamayou J (1967) Le Causse Moyen Atlasique. Les Cah la Rech Agron N° 24, 1967, congrès pédologie méditerranéenne, Madrid Chap IV 207–226 pp

Lhomme J, Bouvier C, Perrin JL (2004) Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchments. J Hydrol 299:203–216. doi: 10.1016/S0022-1694(04)00367-1

Liew MW Van, Arnold JG, Garbrecht JD (2003) H s a w : c b t m. 46:1539–1551

Linsley RK, Kohler MA, Paulhus JLH (1982) Hydrology for engineers. McGraw-Hill, London. doi: 10.2307/1941217

Lobligeois F, Andréassian V, Perrin C, et al (2014) When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events. Hydrol Earth Syst Sci 18:575–594. doi: 10.5194/hess-18-575-2014

López-Moreno JI, Beguería S, García-Ruiz JM (2006) Trends in high flows in the central Spanish Pyrenees: Response to climatic factors or to land-use change? Hydrol Sci J 51:1039–1050. doi: 10.1623/hysj.51.6.1039

Loritz R, Gupta H, Jackisch C, et al (2018) On the dynamic nature of hydrological similarity. Hydrol Earth Syst Sci 739:. doi: doi.org/10.5194/hess-2017-739

Malagò A, Vigiak O, Bouraoui F, et al (2018) The hillslope length impact on SWAT streamflow prediction in large basins. J Environ Informatics 32:82–97. doi: 10.3808/jei.201700384

Malardel S (2005) Fondamentaux de météorologie: à l'école du temps. Cepadues 45:

Mann HB (1945) Nonparametric tests against trend. Econometrica 13:245–259

Martin J (1981) Le Moyen Atlas centrale: e« tude ge« omorphologique. Notes Me« m Serv Ge« ol 258 Rabat Ed du Serv Ge« ologique

McCarthy GT (1938) The unit hydrograph and flood routing. Conf North Atl Div US Army Corps Eng New London, Conn

McCarthy J., Canziani O., Leary N., et al (2001) Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. IPCC Work Gr II, Cambridge Univ Press Cambridge

Mendoza PA, Clark MP, Mizukami N, et al (2015) Effects of hydrologic model choice and calibration on the portrayal of climate change impacts. J Hydrometeorol 16:762–780. doi: 10.1175/JHM-D-14-0104.1

Merz R, Parajka J, Blöschl G (2011) Time stability of catchment model parameters: Implications for climate impact analyses. Water Resour Res 47:1–17. doi: 10.1029/2010WR009505

Michaud J, Sorooshian S (1994) Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. Water Resour Res 30:593–605. doi: 10.1029/93WR03218

Michel C (1989) Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux. Cemagref, Antony 528 p

Michel C (1983) Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? La Houille Blanche 1:39–43

Milly PCD, Wetherald RT, Dunne KA, Delworth TL (2002) Increasing risk of great floods in a changing climate. Nature 415:532–536

Mishra SK, Singh VP (2003) SCS-CN Method Part-II. Analytical Treatment. Acta Geophys. Pol. 51:107–123

Molina-Navarro E, Andersen HE, Nielsen A, et al (2018) Quantifying the combined effects of land use and climate changes on stream flow and nutrient loads: A modelling approach in the Odense Fjord catchment (Denmark). Sci Total Environ 621:253–264. doi: 10.1016/j.scitotenv.2017.11.251

Moraetis D, Efstathiou D, Stamati F, et al (2010) High-frequency monitoring for the identification of hydrological and bio-geochemical processes in a Mediterranean river basin. J Hydrol 389:127–136. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.05.037

Moriasi DN, Arnold JG, Liew MW Van, et al (2007) M e g s q a w s. 50:885–900

MOUELHI S (2003) Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. 1–323

Murphy C, Harrigan S, Hall J, Wilby RL (2013) Climate-driven trends in mean and high flows from a network of reference stations in Ireland. Hydrol Sci J 58:755–772. doi: 10.1017/CCOL9780521870795.009

Muthuwatta LP, Booij MJ, Rientjes THM, et al (2009) Calibration of a semi-distributed

hydrological model using discharge and remote sensing data. IAHS-AISH Publ 333:52–58

Nascimento N de O (1995) Appréciation I'Aide d'un Modèle Empririque des Effets d'Actions Anthropiques sur la Relation Pluie-Débit l'Echelle d'un Bassin Versant. PhD Thesis, CERGRENE/ENPC, Paris, Fr 550 pp

Nash JE (1969) A course of lectures in parametric or analytical hydrology. Gt Lakes Inst, Univ Toronto PR 38, not paginated

Nash JE, Sutcliffe J V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. J Hydrol 10:282–290. doi: 10.1016/0022-1694(70)90255-6

Nasr A, Bruen M, Jordan P, et al (2007) A comparison of SWAT, HSPF and SHETRAN/GOPC for modelling phosphorus export from three catchments in Ireland. Water Res 41:1065–1073. doi: 10.1016/j.watres.2006.11.026

Neitsch S., Arnold J., Kiniry J., Williams J. (2005) Soil and Water Assessment Tool: Theoretical Documentation. Version 2005 Grassland, Soil Water Res Center, Agric Res Serv Blackl Res Center, Texas Agric Exp Station Temple, Texas

Nejjari A (2002) La Sécheresse, l'eau et l'homme dans le Bassin Versant du Haut Sebou (Moyen Atlas Septentrional – Maroc). Thèse Dr l'Université Metz 304

Nguyen HH, Recknagel F, Meyer W, et al (2019) Comparison of the alternative models SOURCE and SWAT for predicting catchment streamflow, sediment and nutrient loads under the effect of land use changes. Sci Total Environ 662:254–265. doi: 10.1016/j.scitotenv.2019.01.286

Nicod (1993) Hydrologie et érosion dans quelques bassins-versants de l'Algérie orientale et du Maroc septentrional (d'après des thèses récentes soutenues a Aix) in Géomorphologie et aménagement de la montagne. Mélanges en hommage a Pierre Gabert Bull du Cent géomorphologiede Caen 141–153

Nor NI, Harun S, Kassim AH (2007) Radial Basis Function Modeling of Hourly Streamflow Hydrograph. J Hydrol Eng 12:113–123. doi: 10.1061/(asce)1084-0699(2007)12:1(113)

O'Geen T, Dahlgren RA, Swarowsky A, et al (2010) Research connects soil hydrology and stream water chemistry in California oak woodlands. Calif Agric 64:78–84. doi: 10.3733/ca.v064n02p78

Obda K (2004) Indigences extrêmes des écoulements des oueds méditerranéens: cas des oueds Nekor au Rif et du Haut Sebou au Moyen Atlas. Thèse d'Etat Univ Sidi Mohamed Ben Abdellah Fès 422 pp

Orlandini S, Rosso R (1996) DIFFUSION WAVE MODELING OF DISTRIBUTED CATCHMENT DYNAMICS. J Hydrol Eng 103–113

Ouachani R, Bargaoui Z, Ouarda T (2007) Intégration d'un filtre de Kalman dans le modèle hydrologique HBV pour la prévision des débits. Hydrol Sci J 52:318–337. doi: 10.1623/hysj.52.2.318

Oudin L (2004) Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Mémoire de thèse CEMAGREF/ENGREF, 495 pages

Oudin L, Michel C, Anctil F (2005) Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? J Hydrol 303:275–289. doi: 10.1016/j.jhydrol.2004.08.025

Oueslati O, De Girolamo AM, Abouabdillah A, et al (2015) Classifying the flow regimes of Mediterranean streams using multivariate analysis. Hydrol Process 29:4666–4682. doi: 10.1002/hyp.10530

Pascual D, Pla E, Fons J, Abdul-Malak D (2017) Climate Change Impacts on Water Availability and Human Security in the Intercontinental Biosphere Reserve of the

Mediterranean (Morocco-Spain)
Payraudeau S, Tournoud MG, Cernesson F, Hydrosciences L (2002) An adapted modelling approach for the nitrogen load management on a catchment scale. Hassanizadeh, SM, Scotting, RJ, Gray, WG, Pinder, GE (Eds), Comput Methods Water Resour Dev Water Sci 47:1741–1748
Pearson ES, Hartley HO (1966) Biometrika Tables for Statisticians. Vol I, 3rd Ed (London CAMBRIDGE Univ Press
Perrin C (2000a) Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. PhD Thesis, INPG (Grenoble)/Cemagref (Antony), Fr 530
Perrin C (2000b) Vers une amélioration d ' un modèle global pluie-débit To cite this version : HAL Id : tel-00006216
Perrin C (2002) Vers une amélioration d â€™ un modèle global pluie-débit au travers d â€™ une approche comparative. La Houille Blanche - Rev Int l'eau, EDP Sci 2002, pp.84-91
Perrin C, Michel C, Andréassian V (2001) Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. J Hydrol 242:275–301. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00393-0
Perrin C, Michel C, Andréassian V (2007) Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR). 1–16. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.12.022.Rifaat
Perrin C, Michel C, Andréassian V (2003) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. J Hydrol 279:275–289. doi: 10.1016/S0022-1694(03)00225-7
Pinter N, A. Jemberie A, W. F. Remo J, et al (2010) Cumulative impacts of river engineering, mississippi and lower missouri rivers. River Res Appl 26:546–571. doi: 10.1002/rra.1269
Poesen JWA, Hooke JM (1997) Erosion, flooding and channel management in Mediterranean environments of southern Europe. Prog Phys Geogr 21:157–199. doi: 10.1177/030913339702100201
Qadem A (2015) Quantification, Modélisation Et Gestion De La Ressource En Eau Dans Le Bassin Versant Du Haut Sebou (Maroc). Thèse Dr Univ Sidi Mohamed Ben Abdellah Univ Lorraine, 358p
Qiang Li et al (2018) Topography significantly influencing low flows in snow-dominated watersheds. Hydrol Earth Syst Sci 22:1947–1956
Querner EP, Froebrich J, Gallart F, et al (2016) Simulating streamflow variability and aquatic states in temporary streams using a coupled groundwater-surface water model. Hydrol Sci J 61:146–161. doi: 10.1080/02626667.2014.983514
Rajib A, Liu Z, Merwade V, et al (2020) Towards a large-scale locally relevant flood inundation modeling framework using SWAT and LISFLOOD-FP. J Hydrol 581:124406. doi: 10.1016/j.jhydrol.2019.124406
Rakem Y (1999) Analyse critique et reformulation mathématique d'un modèle empirique pluie-débit (GR4J). Thèse Dr ENPC, CEREVE
Refsgaard JC, Knudsen J (1996) Operational {Validation} and {Intercomparison} of {Different} {Types} of {Hydrological} {Models}. Water Resour Res 32:2189–2202. doi: 10.1029/96WR00896
Rey T, Defossez S, Vinet F, Boissier L (2016) Cinématique et impacts d'un événement hydrométéorologique : les inondations du 6-7 octobre 2014, Grabels (France méditerranéenne). VertigO. doi: 10.4000/vertigo.16965
Rinsema JG (2014) Comparison of rainfall runoff models for the Florentine Catchment
Roche M (1963) Hydrologie de Surface. Science (80-) 140:659
Rosero E, Yang ZL, Wagener T, et al (2010) Quantifying parameter sensitivity, interaction, and transferability in hydrologically enhanced versions of the noah land surface model over transition zones during the warm season. J Geophys Res Atmos 115:1–21. doi:

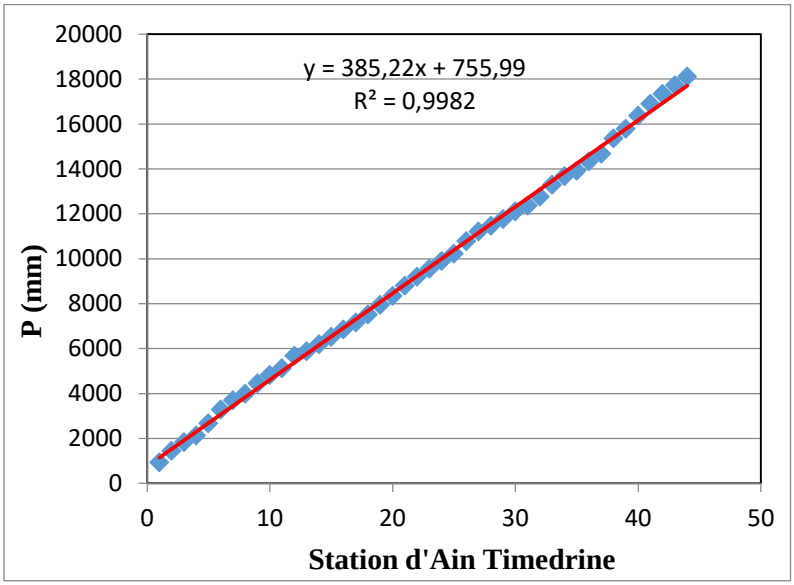
10.1029/2009JD012035
Roy S Sen, Balling RC (2007) Diurnal variations in summer season precipitation in India. Int J Climatol 27:969–976. doi: 10.1002/joc
Saulnier GM, Le Lay M (2009) Sensitivity of flash-flood simulations on the volume, the intensity, and the localization of rainfall in the Cévennes-Vivarais region (France). Water Resour Res 45:1–9. doi: 10.1029/2008WR006906
Schumm SA (1956) Geological Society of America Bulletin EVOLUTION OF DRAINAGE SYSTEMS AND SLOPES IN BADLANDS AT PERTH AMBOY , NEW JERSEY. Geol Soc Am Bull 67:597–646. doi: 10.1130/0016-7606(1956)67
SCS (1956) NATIONAL ENGINEERING HANDBOOK. Suppl A, Sect 4, Chapter 10, Soil Conserv Serv USDA, Washington, DC
SCS (1972) SCS National Engineering Handbook, Section 4. Hydrol Soil Conserv Serv US Dep Agric DC
Seiller G, Anctil F, Perrin C (2012) Multimodel evaluation of twenty lumped hydrological models under contrasted climate conditions. Hydrol Earth Syst Sci 16:1171–1189. doi: 10.5194/hess-16-1171-2012
Selker J, Rupp M, Leñam M, Uribe H (2000) Estudio Hidrológico en el Secano Interior. Result Prelim del Proy Pilot Portezuelo Estud Inst Investig Agropecu (INIA, Quilamapu)
Sen PK (1968) Journal of the American Statistical Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. J Am Stat Assoc 63:1379–1389
Senatore A, Mendicino G, Smiatek G, Kunstmann H (2011) Regional climate change projections and hydrological impact analysis for a Mediterranean basin in Southern Italy. J Hydrol 399:70–92. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.12.035
Sernageomin (2003) Mapa Geológico de Chile: versión digital. Serv Nac Geol y Minería, Publicación Geológica Digit No 4 (CD-ROM, versión10, 2003) Santiago
Siddique-E-Akbor AHM, Hossain F, Sikder S, et al (2014) Satellite Precipitation Data–Driven Hydrological Modeling for Water Resources Management in the Ganges, Brahmaputra, and Meghna Basins. Earth Interact 18:1–25. doi: 10.1175/ei-d-14-0017.1
Singh SK (2010) Robust parameter estimation in gauged and ungauged basins. Ph.D. thesis, Institute for Modelling Hydraulic and Environmental Systems, University of Stuttgart, Germany
Singh VP (1995) What is environmental hydrology ? 1–12
Singh VP, Woolhiser DA (2002) Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. J Hydrol Eng 7:270–292. doi: 10.1061/(ASCE)1084-0699(2002)7:4(270)
Sith R, Nadaoka K (2017) Comparison of SWAT and GSSHA for high time resolution prediction of stream flow and sediment concentration in a small agricultural watershed. Hydrology 4:. doi: 10.3390/hydrology4020027
Skoulikidis N, Economou A, Vardakas L, et al (2010) Differences between natural and created desiccation in the management of temporary river basins–the Evrotas River case study. BALWOIS Conf
Somot S, Sevault F, Déqué M, et al (2007) Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the 21st century using a high-resolution ocean circulation model. Clim Dyn 27:851–879
Somot S, Sevault F, Déqué M, Crépon M (2008) 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. Glob Planet Change 63:112–126. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.10.003
Stahl K, Hisdal H, Hannaford J, et al (2010) Streamflow trends in Europe: Evidence from a dataset of near-natural catchments. Hydrol Earth Syst Sci 14:2367–2382. doi: 10.5194/hess-14-2367-2010
Stavridakis EI (2006) A solution to the problem of predicting the suitability of silty-clayey

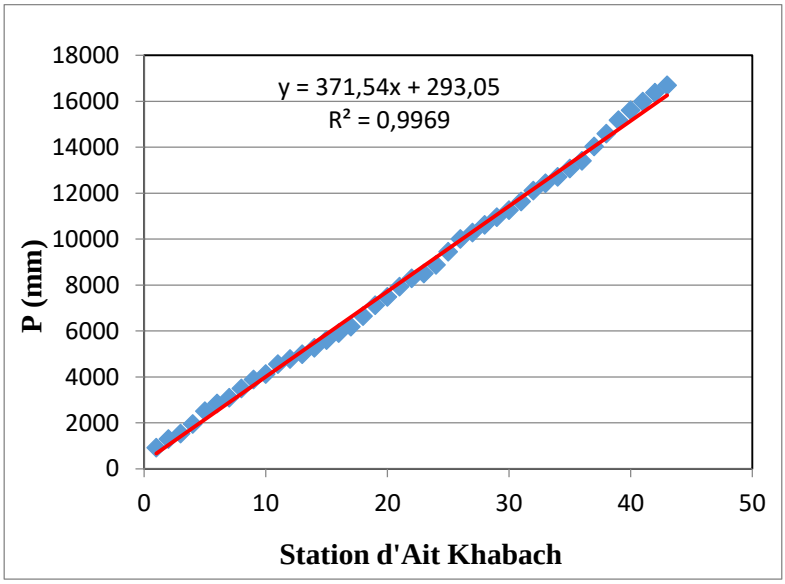
materials for cement-stabilization. Geotech Geol Eng 24:379–398. doi: 10.1007/s10706-004-7934-6
Stewart RD, Abou Najm MR, Rupp DE, et al (2015) Hillslope run-off thresholds with shrink-swell clay soils. Hydrol Process 29:557–571. doi: 10.1002/hyp.10165
Stocker T, Qin D, Plattner G-K, et al (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge Univ Press Cambridge, United Kingdom New York, NY, USA
Strahler AN (1964) Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. Chow, V T Handb Appl Hydrol McGraw Hill, New York
Strahler AN (1952) Mtm Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology
Surfleet CG, Tullos D, Chang H, Jung IW (2012) Selection of hydrologic modeling approaches for climate change assessment: A comparison of model scale and structures. J Hydrol 464–465:233–248. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.07.012
Thibault S, Thibault S, De E (2011) Bassin versant To cite this version : HAL Id : hal-00577977
Thober S, Kumar R, Wanders N, et al (2018) Multi-model ensemble projections of European river floods and high flows at 1.5, 2, and 3 degrees global warming. Environ Res Lett 13:. doi: 10.1088/1748-9326/aa9e35
Thodsen H, Hasholt B, Kjærsgaard JH (2008) The influence of climate change on suspended sediment transport in Danish rivers. Hydrol Process 22:764–774. doi: 10.1002/hyp.6652
Thornes J, López-bermúdez F, Woodward J (2009) Hydrology, River Regimes, and Sediment Yield. 229–254
Tramblay Y, Bouvier C, Ayral PA, Marchandise A (2011) Impact of rainfall spatial distribution on rainfall-runoff modelling efficiency and initial soil moisture conditions estimation. Nat Hazards Earth Syst Sci 11:157–170. doi: 10.5194/nhess-11-157-2011
Tramblay Y, Ruelland D, Somot S, et al (2013) High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: A first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. Hydrol Earth Syst Sci 17:3721–3739. doi: 10.5194/hess-17-3721-2013
Tzoraki O, Cooper D, Kjeldsen T, et al (2013) Flood generation and classification of a semi-arid intermittent flow watershed: Evrotas river. Int J River Basin Manag 11:77–92. doi: 10.1080/15715124.2013.768623
Tzoraki O, De Girolamo AM, Gamvroudis C, Skoulikidis N (2016) Assessing the flow alteration of temporary streams under current conditions and changing climate by Soil and Water Assessment Tool model. Int J River Basin Manag 14:9–18. doi: 10.1080/15715124.2015.1049182
Tzoraki O, Nikolaidis NP, Cooper D, Kassotaki E (2014) Nutrient mitigation in a temporary river basin. Environ Monit Assess 186:2243–2257. doi: 10.1007/s10661-013-3533-4
Uhlenbrook S, Roser S, Tilch N (2004) Hydrological process representation at the meso-scale: The potential of a distributed, conceptual catchment model. J Hydrol 291:278–296. doi: 10.1016/j.jhydrol.2003.12.038
Uribe H (2002) Metodología para determinar la disponibilidad de aguas subterráneas en el secano interior de Ninhue. Tesis Magister en Ing Agrícola Univ Concepción Chile
USDA (1972) National Engineering Handbook. Sect 4 Hydrol Washington, DC USDA, Soil Conserv Serv 1000 pp
Valenzuela G (1978) Suelo de Fundacion del Gran Santiago. Inst Invest Geol Santiago, Chile 1–27
Vardakas L, Skoulikidis N, Karaouzas I, Gritzalis K (2010) Assessing the ecological status of the “ artificially intermittent ” Evrotas River (Greece) according to the Water

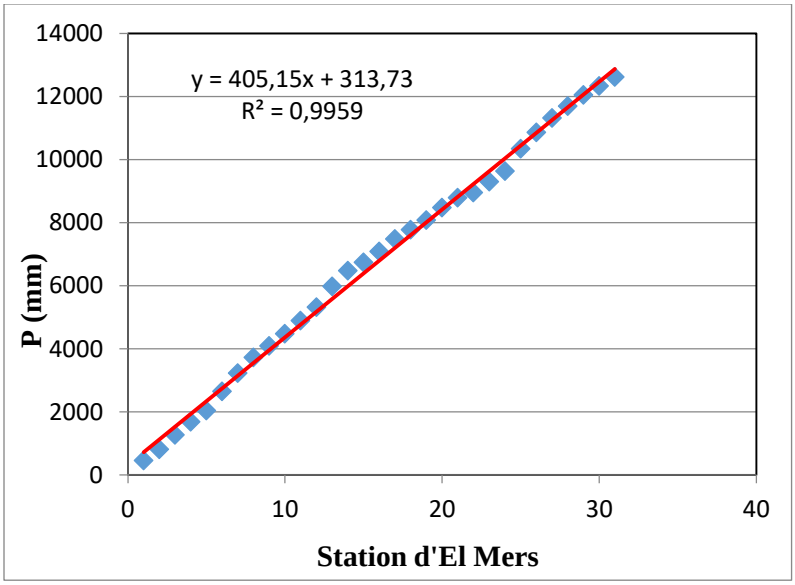
Framework Directive 2000 / 60 / EC . BALWOIS 2010 - Ohrid, Repub Maced - 25, 29 May 2010 1–10
Vaze J, Jordan P, Beecham R, et al (2012) Guidelines for rainfall-runoff modelling: towards best practice model application. eWater CRC
Villa J, Bélanger D (2012) Perception du risque d'inondation dans un contexte de changements climatiques : recension systématique des articles scientifiques sur sa mesure (1990-2011). Inst Natl santé publique du Québec 189
Vrochidou AEK, Tsanis IK, Grillakis MG, Koutroulis AG (2013) The impact of climate change on hydrometeorological droughts at a basin scale. J Hydrol 476:290–301. doi: 10.1016/j.jhydrol.2012.10.046
Vu TM, Raghavan S V., Liong SY, Mishra AK (2018) Uncertainties of gridded precipitation observations in characterizing spatio-temporal drought and wetness over Vietnam. Int J Climatol 38:2067–2081. doi: 10.1002/joc.5317
Wagener T, Gupta H, Yatheendradas S, et al (2007) Understanding sources of uncertainty in flash-flood forecasting for semi-arid regions. IAHS Publ 313 204–212
Wallner M, Haberlandt U, Dietrich J (2013) A one-step similarity approach for the regionalization of hydrological model parameters based on self-organizing maps. J Hydrol 494:59–71
Weeks WD, Hebbert RHB (1980) A Comparison of Rainfall-Runoff Models. Nord Hydrol 11:7–24
Wenger SJ, Isaak DJ, Luce CH, et al (2011) Flow regime, temperature, and biotic interactions drive differential declines of trout species under climate change. Proc Natl Acad Sci 108:14175–14180. doi: 10.1073/pnas.1103097108
White KL, Chaubey I (2006) Sensitivity Analysis, Calibration, and Validation for a Multisite and Multivariable SWAT Model1. J Am Water Resour Assoc 41:1077–1089
Wilby RL, Dessai S (2010) Robust adaptation to climate change. Weather 65:180–185. doi: 10.1002/wea.543
Willmott C, Matsuura K (2005) Advantages of the mean absolute error (MAE) over the root mean square error (RMSE) in assessing average model performance. Clim Res 30:79–82. doi: 10.3354/cr00799
Wood AW, Leung LR, Sridhar V, Lettenmaier DP (2004) Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches To Downscaling Climate Model Outputs. 189–216
Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S (1998) Multi-objective global optimization for hydrologic models. J Hydrol 204:83–97. doi: 10.1016/S0022-1694(97)00107-8
Ye W, Bates BC, Viney NR, et al (1997) Performanceof conceptualrainfall-runoff models in low-yieldingephemeral catchments. WATER Resour RESEAR 33:153–166
Yeh C, Wang J, Yeh H, Lee C (2015) Spatial and Temporal Streamflow Trends in Northern Taiwan. Water 7:634–651. doi: 10.3390/w7020634
Yen H, Jeong J, Feng QY, Deb D (2015) Assessment of Input Uncertainty in SWAT Using Latent Variables. Water Resour Manag 29:1137–1153. doi: 10.1007/s11269-014-0865-y
Zabaleta A, Meaurio M, Ruiz E, Antigüedad I (2014) Simulation Climate Change Impact on Runoff and Sediment Yield in a Small Watershed in the Basque Country, Northern Spain. J Environ Qual 43:235–245. doi: 10.2134/jeq2012.0209

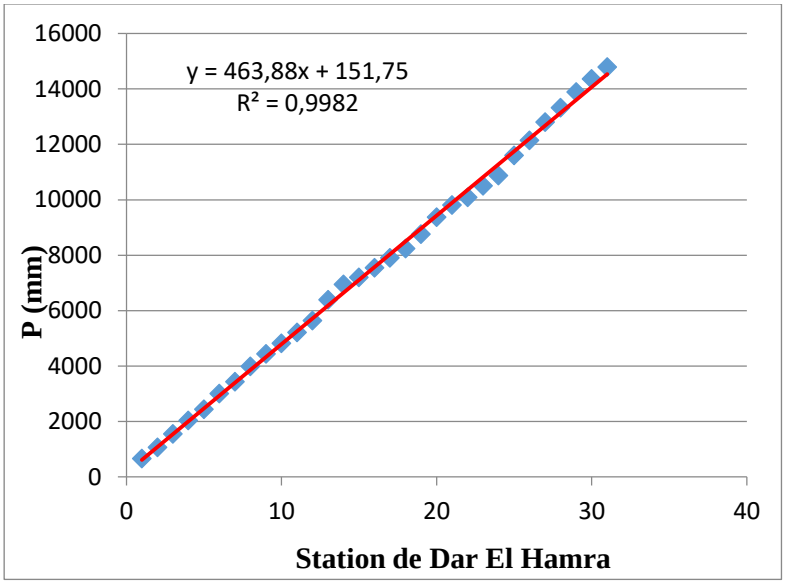
ANNEXES

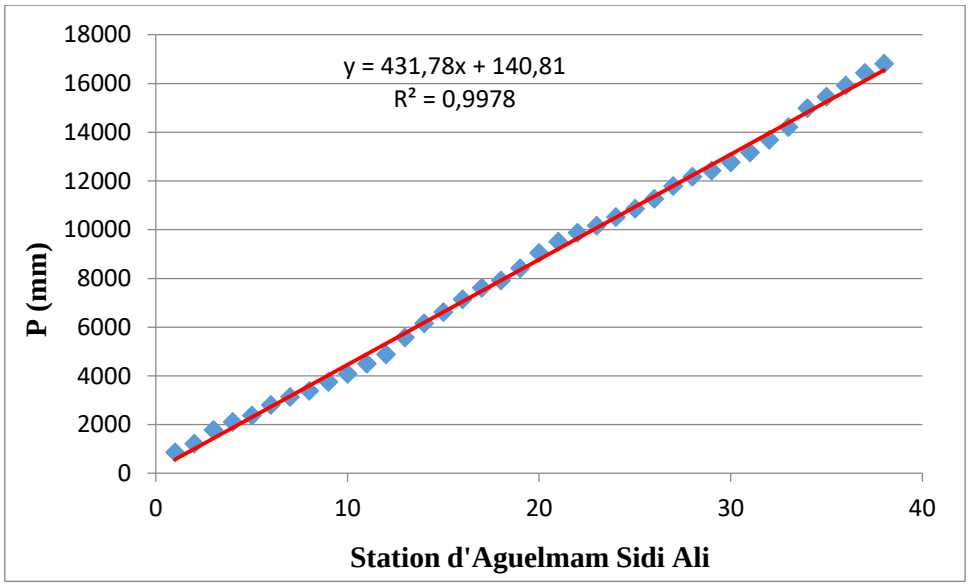
Annexes 1: Simple cumul des stations comblées



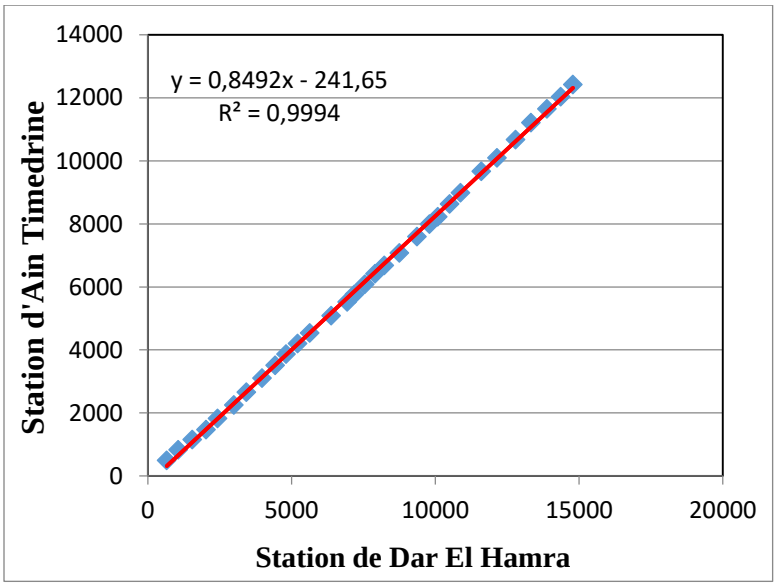


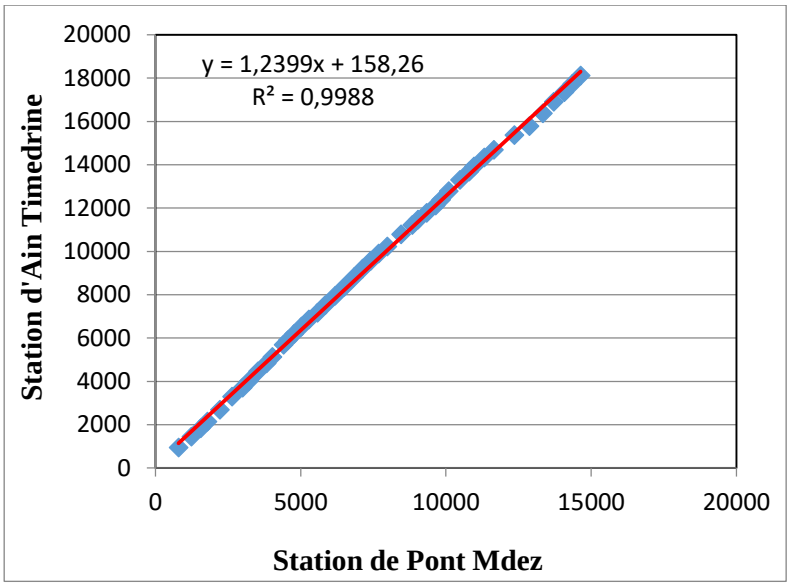


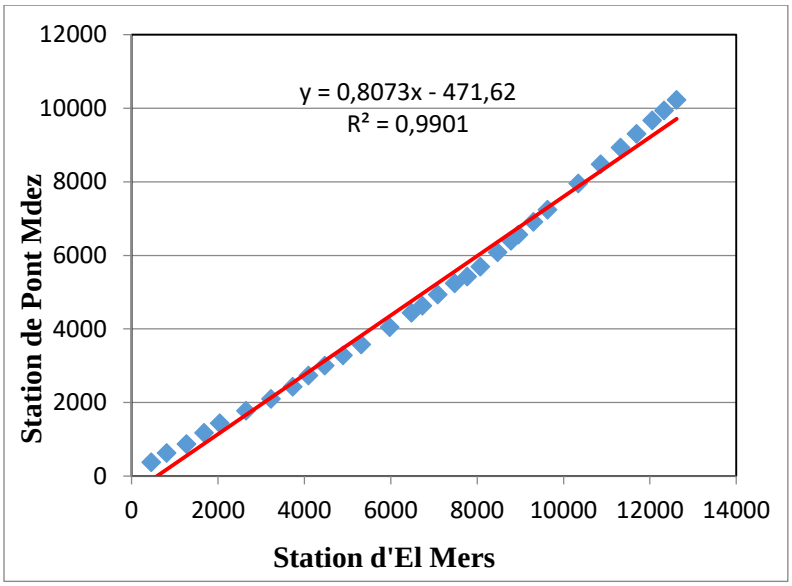


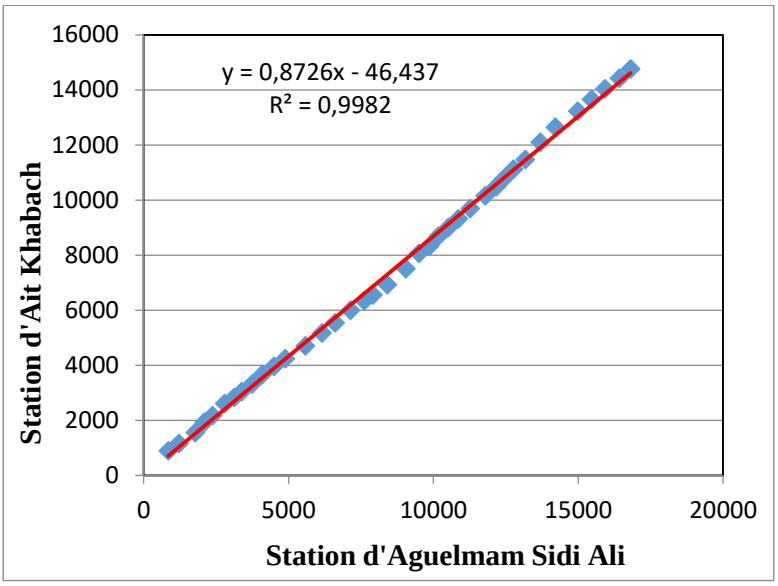


Annexes 2: Double cumul des stations comblées

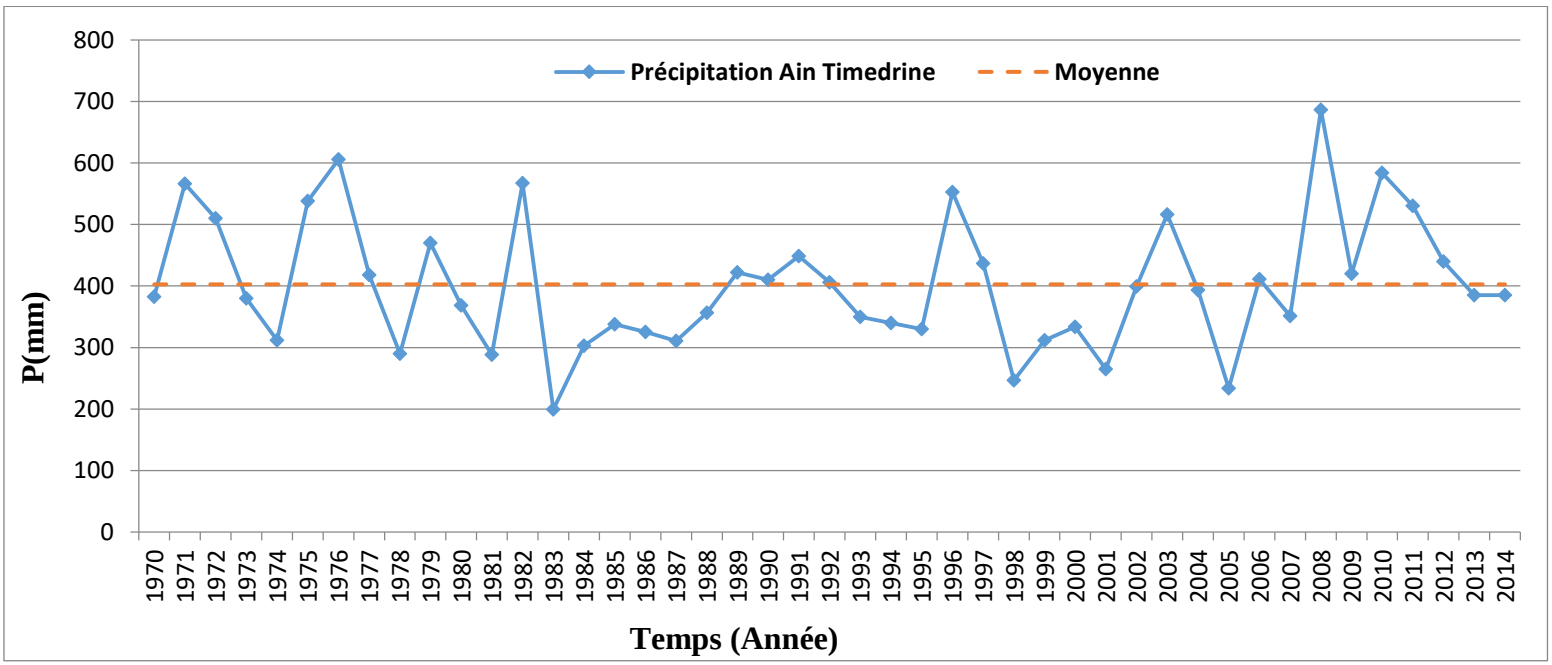


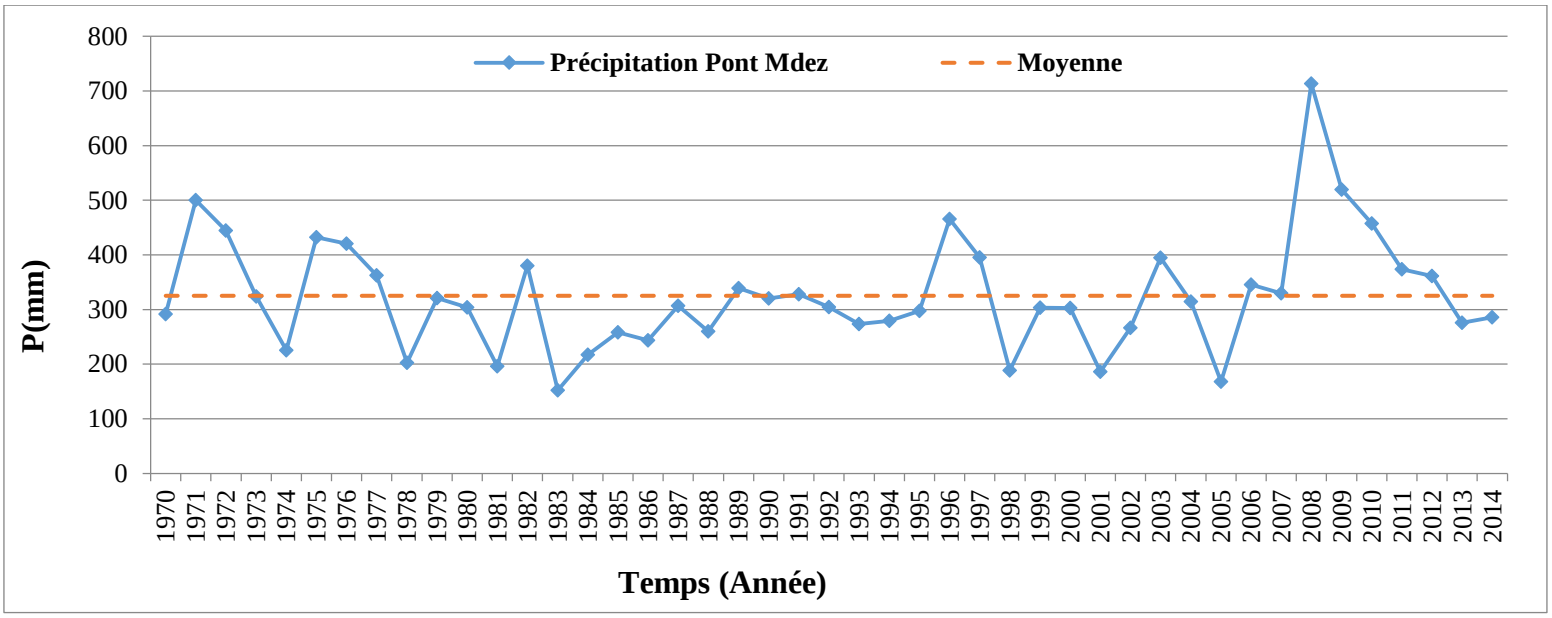


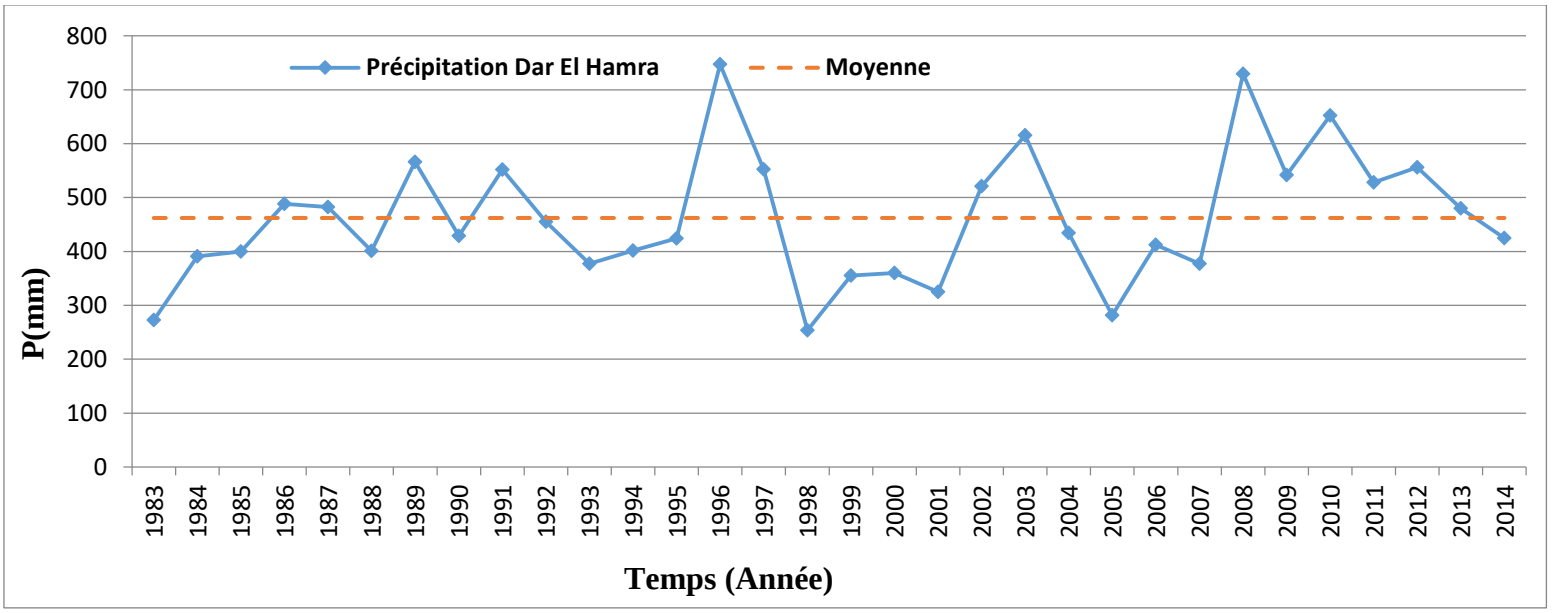


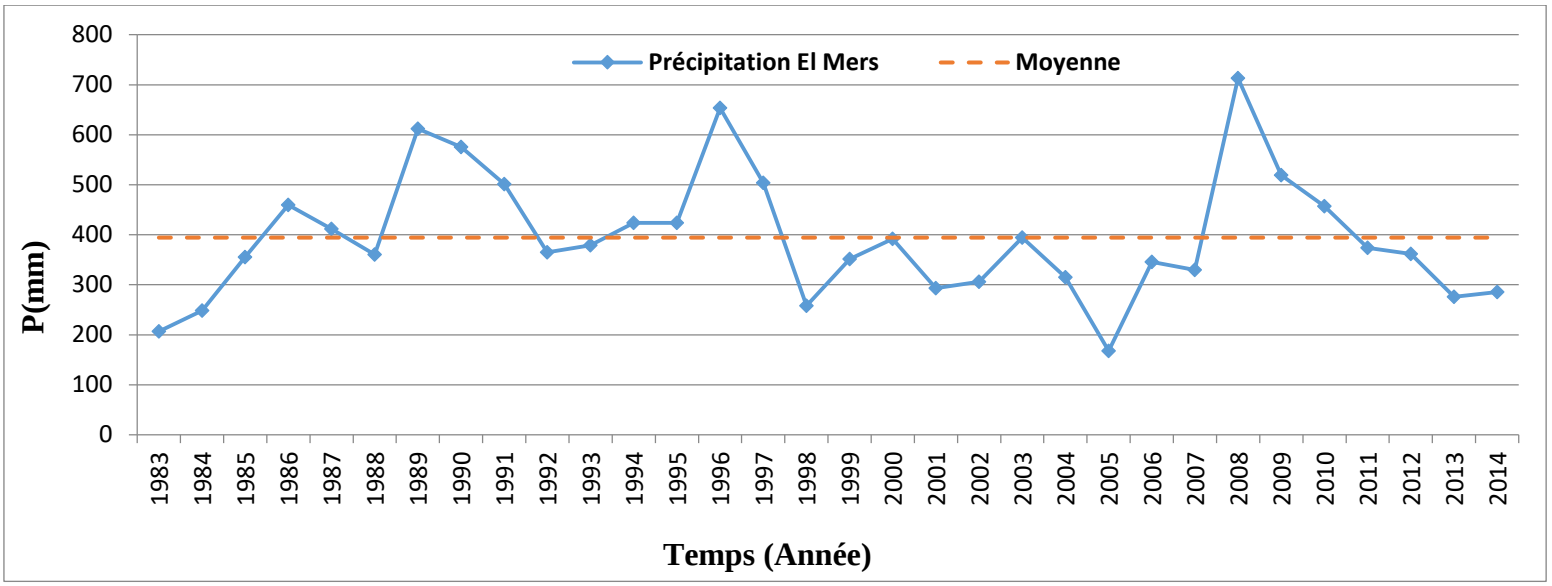


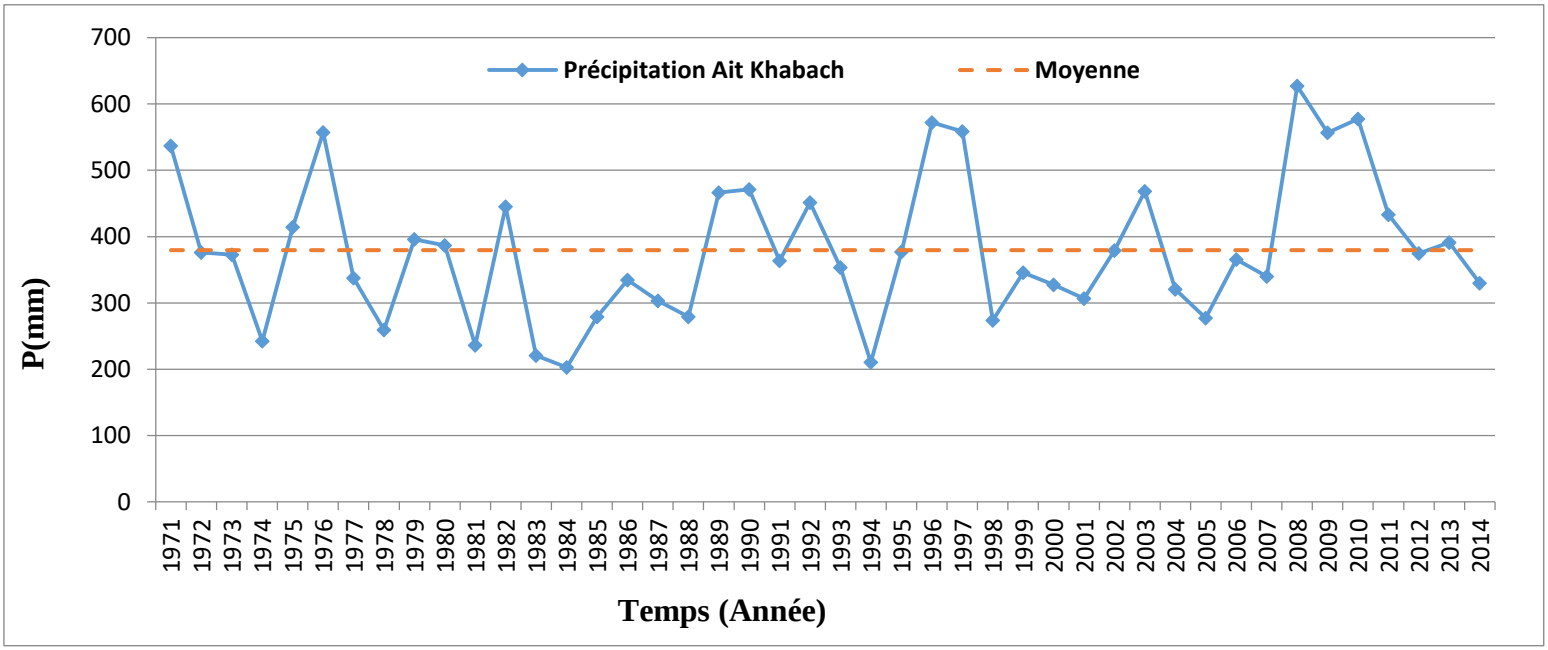
Annexes 3: Variabilité annuelle des précipitations aux stations d'Ain Timedrine, Pont Mdez, Dar El Hamra, El Mers, Ait Khabach, Aguelmam Sidi Ali, Vivari, et Coelemu

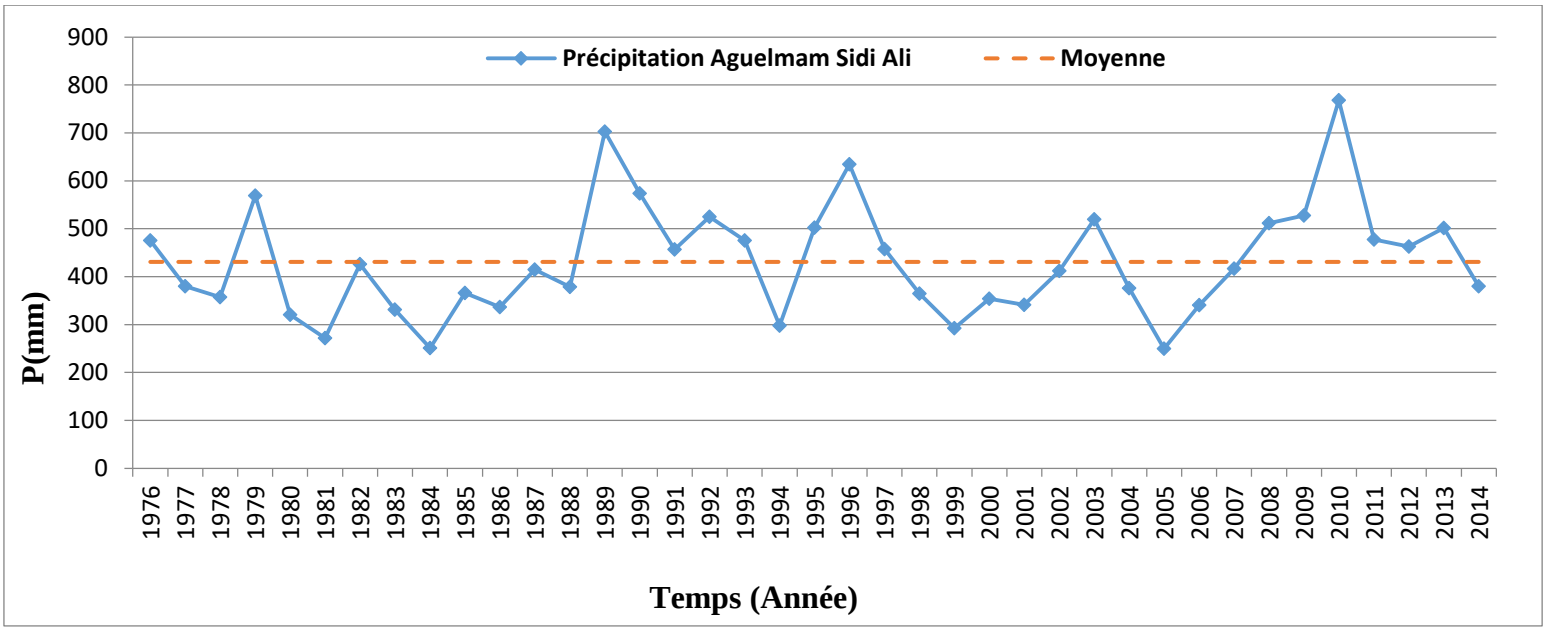


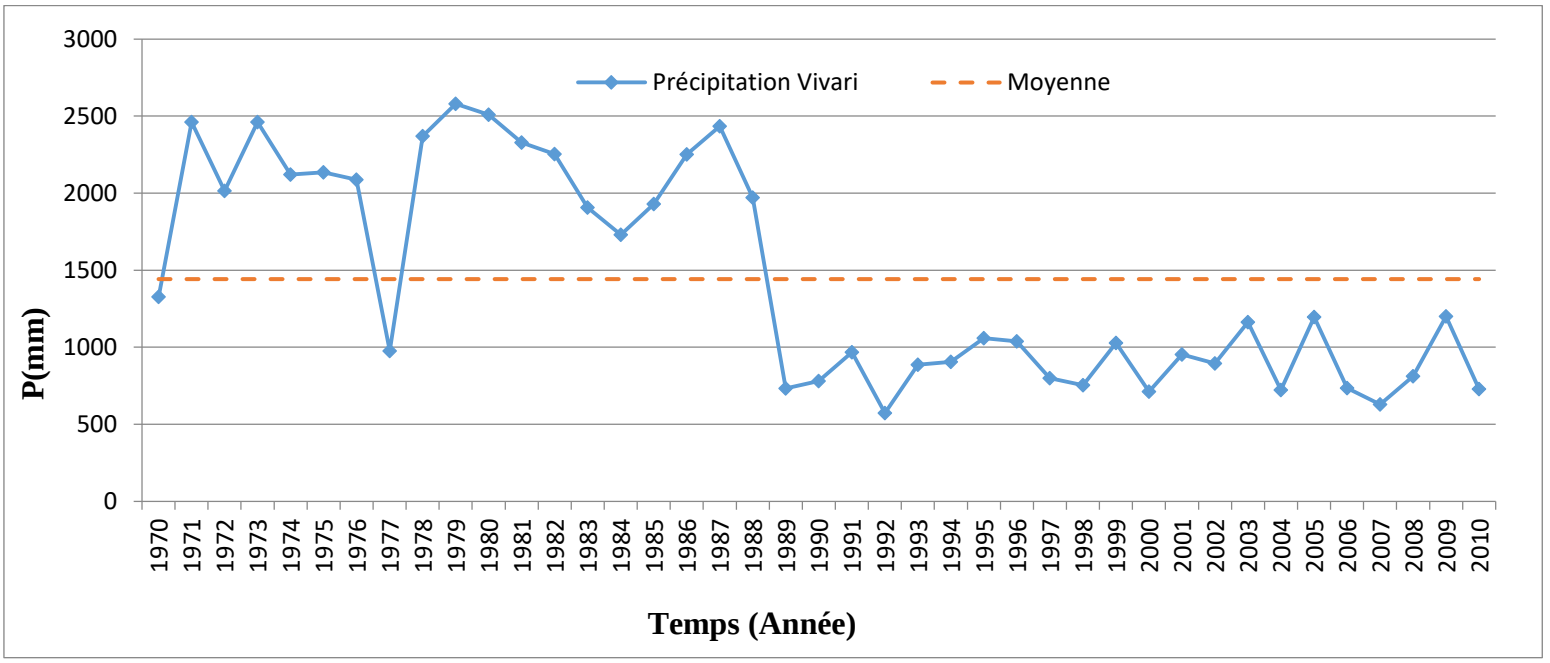

Précipitation Pont Mdez
Moyenne
P(mm)
Temps (Année)

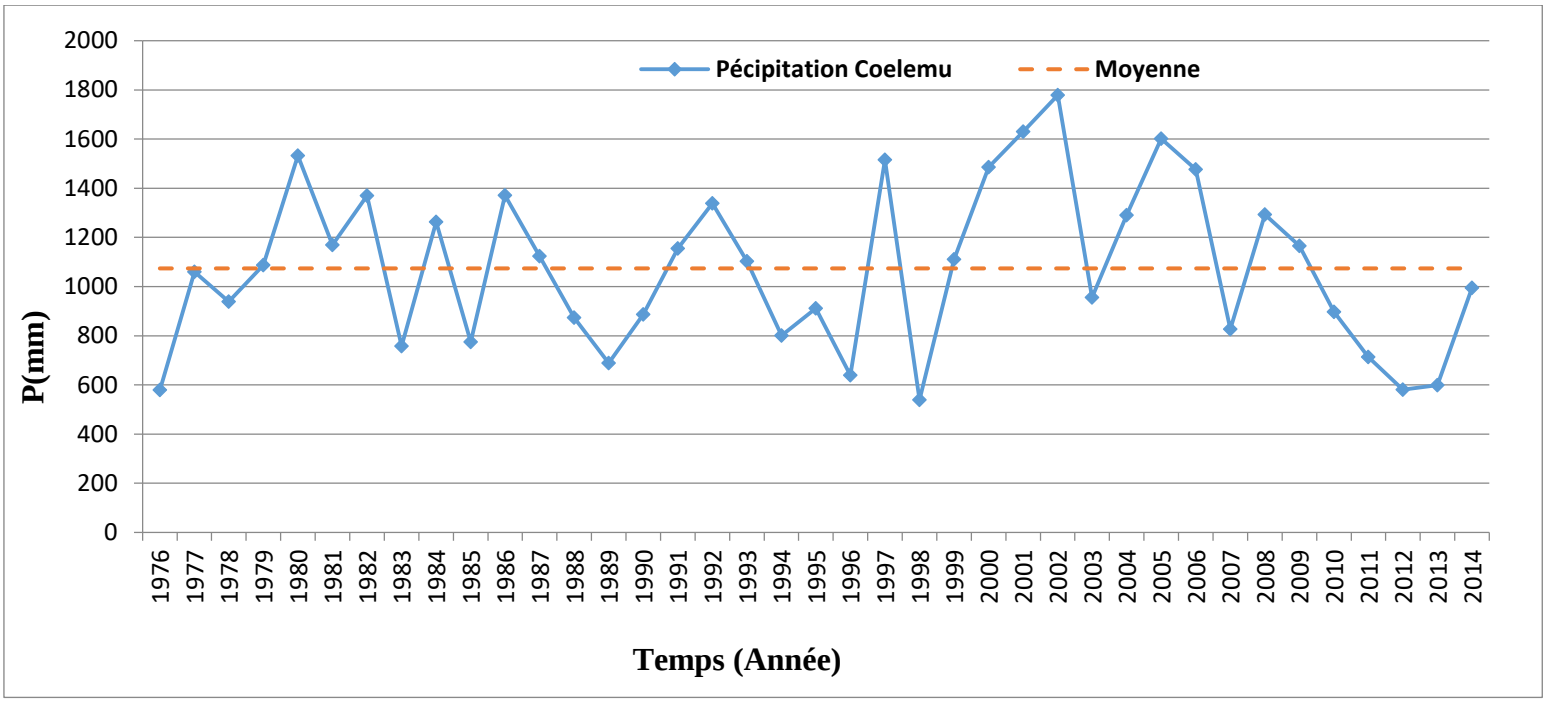

Précipitation Dar El Hamra
Moyenne
P(mm)
Temps (Année)


Précipitation El Mers
Moyenne
P(mm)
Temps (Année)

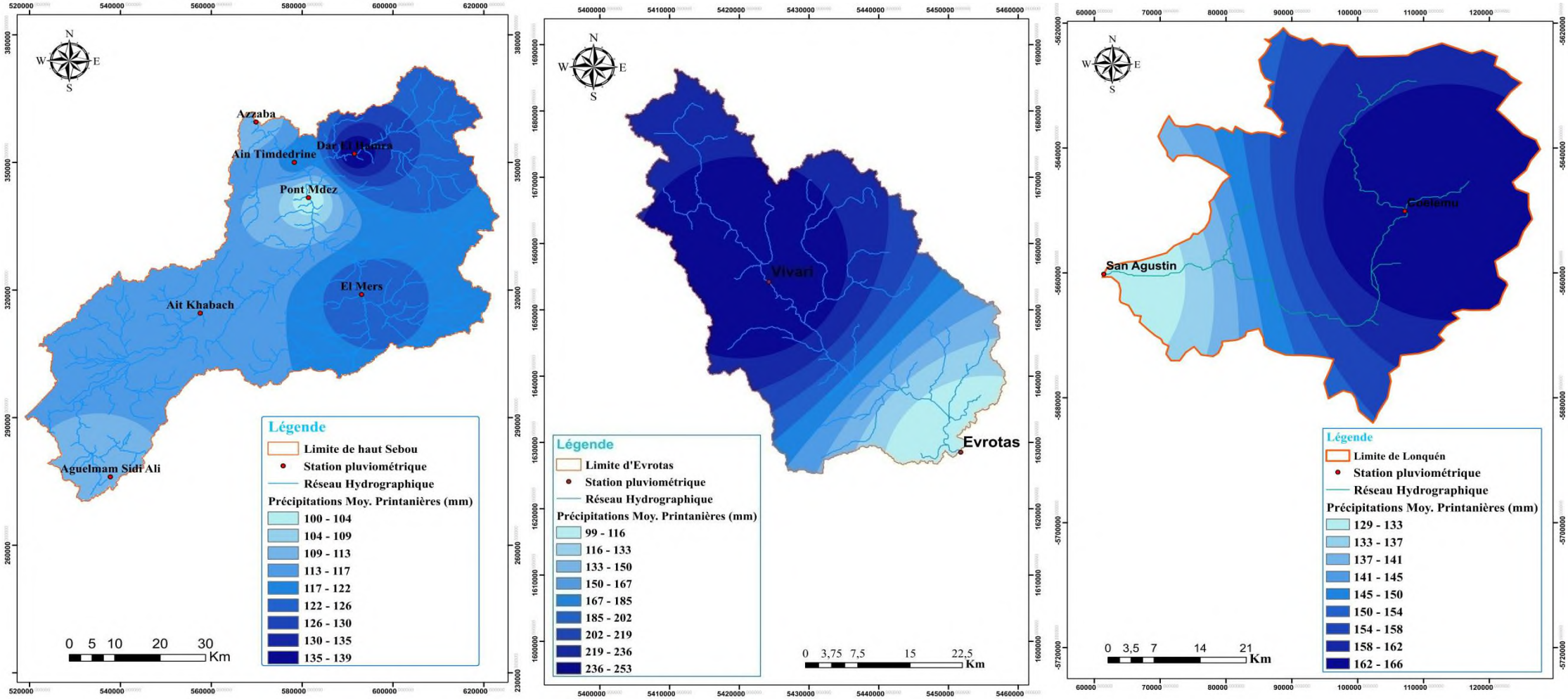

Précipitation Ait Khabach
Moyenne
P(mm)
Temps (Année)


Précipitation Aguelmam Sidi Ali
Moyenne
P(mm)
900
800
700
600
500
400
300
200
100
0
1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014
Temps (Année)

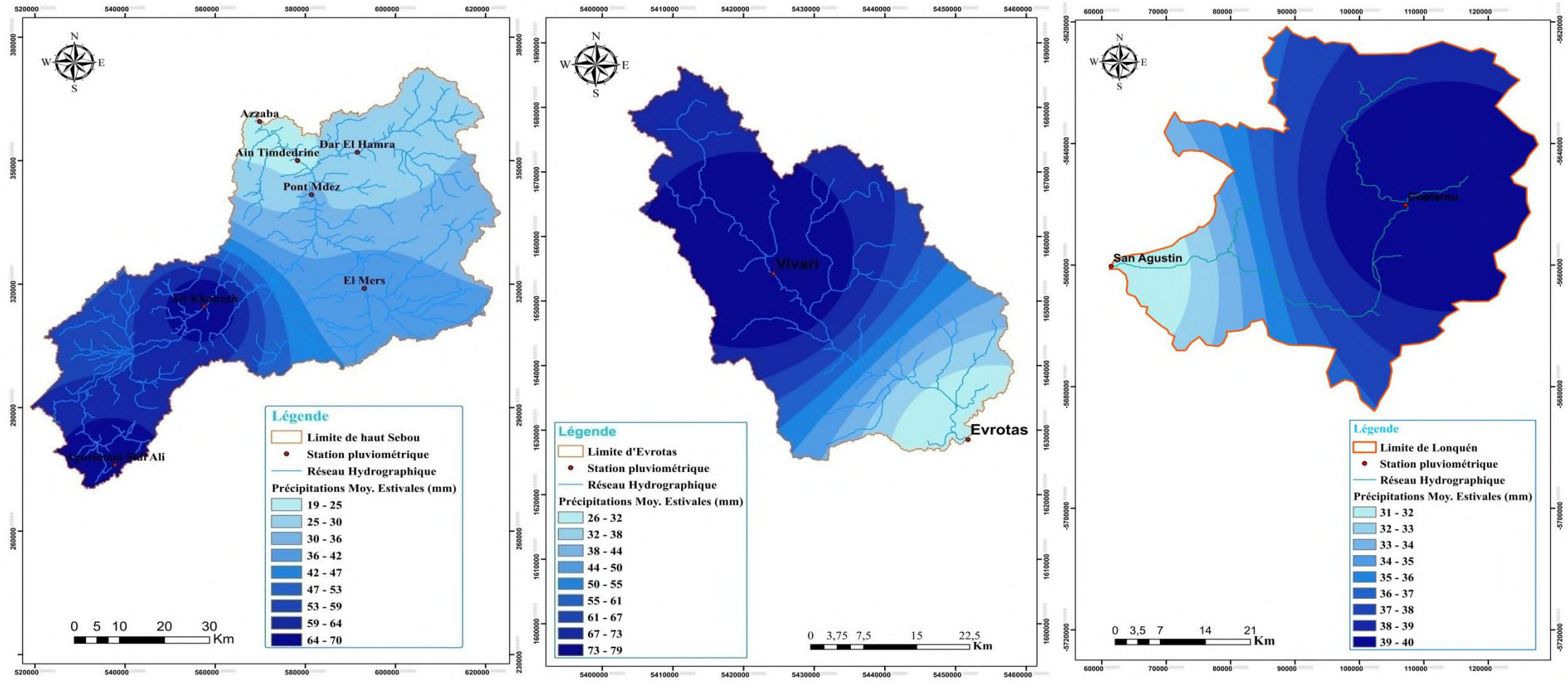

Précipitation Vivari
Moyenne
P(mm)
3000
2500
2000
1500
1000
500
0
1970 1971 1972 1973 1974 1975 1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010
Temps (Année)


Pécipitation Coelemu
Moyenne
P(mm)
2000
1800
1600
1400
1200
1000
800
600
400
200
0
1976 1977 1978 1979 1980 1981 1982 1983 1984 1985 1986 1987 1988 1989 1990 1991 1992 1993 1994 1995 1996 1997 1998 1999 2000 2001 2002 2003 2004 2005 2006 2007 2008 2009 2010 2011 2012 2013 2014
Temps (Année)

Annexes 4: Interpolation spatiale des précipitations moyennes printanières de trois bassins : [Haut Sebou (à gauche) ; Evrotas (au milieu) ; Lonquén (à droite)]



Annexes 5: Interpolation spatiale des précipitations moyennes estivales de trois bassins



Annexes 6: Interpolation spatiale des précipitations moyennes automnales de trois bassins

