



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique Ecole Nationale Polytechnique



Département HYDRAULIQUE

Laboratoire de Recherches en Sciences de l'Eau

Thèse de doctorat en HYDRAULIQUE

Pour l'obtention du diplôme de

Doctorat en Sciences en Hydraulique

**Etude des impacts des changements
climatiques sur le ruissellement dans le
Nord de l'Algérie**

Mme. Salima CHARIFI-BELLABAS

Sous la direction de Mme. Saâdia BENMAMAR

Professeur

Présenté(e) et soutenue publiquement le (06/03/2021)

Composition du Jury :

Président	M. Abdelkader NAAMANE,	Professeur	ENP
Rapporteur/ Promotrice	Mme Saâdia BENMAMAR,	Professeur	ENP
Examinatrice	Mme Douja SOUAG,	Professeur	USTHB
Examineur	M. Abdelmalek CHERGUI,	Professeur	ENP
Examinatrice	Mme Dahbia DJOUDAR-Hallal,	MCA	ENSH
Examineur	M. Abdelhadi AMMARI,	MCA	ENSH
Invité	M. Salah Eddine TACHI,	MCB	ENP



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique Ecole Nationale Polytechnique



Département HYDRAULIQUE

Laboratoire de Recherches en Sciences de l'Eau

Thèse de doctorat en HYDRAULIQUE

Pour l'obtention du diplôme de

Doctorat en Sciences en Hydraulique

**Etude des impacts des changements
climatiques sur le ruissellement dans le
Nord de l'Algérie**

Mme. Salima CHARIFI-BELLABAS

Sous la direction de Mme. Saâdia BENMAMAR

Professeur

Présenté(e) et soutenue publiquement le (06/03/2021)

Composition du Jury :

Président	M. Abdelkader NAAMANE,	Professeur	ENP
Rapporteur/ Promotrice	Mme Saâdia BENMAMAR,	Professeur	ENP
Examinatrice	Mme Douja SOUAG,	Professeur	USTHB
Examineur	M. Abdelmalek CHERGUI,	Professeur	ENP
Examinatrice	Mme Dahbia DJOUDAR-Hallal,	MCA	ENSH
Examineur	M. Abdelhadi AMMARI,	MCA	ENSH
Invité	M. Salah Eddine TACHI,	MCB	ENP

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Remerciement

Je remercie Allah, le tout puissant, qui m'a guidé et m'a octroyé courage et volonté afin de réaliser ce travail de thèse de doctorat.

Je remercie ma directrice de thèse M^{me} Saadia Benmamar Professeur à l'ENP, d'avoir accepté de diriger ce travail, ainsi que pour sa disponibilité, ses conseils et son enthousiasme durant le long parcours de ma thèse de doctorat.

J'exprime tous mes remerciements à l'ensemble des membres du jury qui ont accepté avec bienveillance de participer à la soutenance de ma thèse.

J'exprime mes remerciements à l'ensemble du personnel de l'ANRH (Alger et Blida) et de l'ONM, pour leur disponibilité.

Ma gratitude et reconnaissance va aussi à toute ma famille, ma belle famille, mes enfants et mon mari El-Mehdi Bellabas, ingénieur expert à l'Agence spatiale Algérienne (ASAL), pour son soutien et son aide surtout dans la partie télédétection.

Je remercie aussi mes collègues de l'ENSH (Ecole nationale supérieure de l'hydraulique) de Blida, sans oublier mes amies et toute personne ayant contribué de près ou de loin pour la réalisation de ma thèse.

Je n'oublierai jamais le soutien de mes parents, leur amour et disponibilité et leurs prières pour moi. Que dieu accueille mon père Mohamed Salah Charifi dans son vaste paradis et le récompense pour sa bonne éducation consentis à mes frères, mes sœurs et moi. Que dieu me garde ma mère près de moi et en bonne santé inchaallah.

Enfin mon travail est dédié à la mémoire de mon cher père qui attendait le jour de ma soutenance avec impatience, toutefois Allah a voulu qu'il nous quitte une année avant cet évènement. Allah yerrahmo yarabb alaalam.

وماتوني تي الأبا لله

Salima Charifi



يمكن أن يكون لتغير المناخ والنشاط البشري على الأرض آثار خطيرة على موارد المياه والبنية التحتية الهيدروليكية.

الهدف من هذا البحث هو تحليل تباين البيانات المائية المناخية في منطقة مستجمعات المياه في سيباو (شمال الجزائر) ودراسة آثار تغير المناخ (CC) والأنشطة البشرية (AH) على انخفاض تدفق المياه السطحية في الوديان، باستخدام نموذج مرونة المناخ والنمذجة الهيدرولوجية.

تظهر نتائج الاختبار، المستخدمة لتحديد الاتجاهات ونقاط التوقف في مجموعات البيانات، اتجاهات هبوطية ونقاط توقف مهمة، طوال الثمانينيات في تدفق المياه السطحية. عند مخرج حوض سيباو، قدر الانخفاض في الجريان السطحي بعد عام 1985 بـ 34.8%، 35.8%، 28.5%، 41.6%، 40.1% للعام، الخريف، الشتاء، الربيع والصيف على التوالي. تظهر النتائج التي تم الحصول عليها من خلال نموذج المرونة المناخية أن التباين بنسبة 10% في هطول الأمطار يؤدي إلى تغير يتراوح بين 16 و25% في معدل الجريان السطحي.

بالإضافة إلى ذلك، فإن العوامل (AH و CC) لهما تأثير 58% و42%، على التوالي، على خفض معدل تدفق المياه السطحية في حوض سيباو. يوافق تحليل خرائط استخدام الأراضي على تلك الناتجة بطريقة المرونة المناخية والنموذج الهيدرولوجي GR2M.

الكلمات المفتاحية: تغير المناخ، النشاط البشري، نموذج مرونة المناخ، انخفاض تدفق الجريان، نقطة الانهيار، نموذج GR2M الهيدرولوجي، الحوض الهيدرولوجي سيباو.

Abstract

Climate change and anthropogenic activity on the earth's surface could have serious effects on water resources and water infrastructures.

This study aims to analyze the variability of hydrometeorology data in the Sebaou watershed, (Northern Algeria) and to examine the impacts of Climate Change (CC) and Human Activities (HA) on the streamflow decrease, using the climate elasticity model and the hydrologic modeling based method.

The results of tests, used to identify the trends and breakpoints in the data series, show significant downward trends and breakpoints, through the 1980s in streamflow. At the Sebaou outlet, the decrease of runoff, after 1985 is assessed; 34.8%, 35.8%, 28.5%, 41.6% and 40.1% in year, autumn, winter, spring and summer, respectively.

The results obtained, by climate elasticity model, reveal that a 10% change in rainfall ensues in around 16–25% variation in streamflow. Besides the factors (CC and HA) have an effect of 58% and 42% respectively, on the reduction of streamflow in the Sebaou. The land use maps analysis approve those of the elasticity method and the GR2M model.

Key words: Climate change, human activity, climate elasticity model, streamflow decrease, breakpoint, hydrologic modeling GR2M, Sebaou watershed.

Résumé

Le changement climatique et l'activité anthropique sur la surface terrestre pourraient avoir des effets graves sur les ressources en eaux et les infrastructures hydrauliques.

Cette recherche analyse la variabilité des données hydro climatiques dans le bassin versant de Sebaou, (Nord de l'Algérie) et examine les impacts du changement climatique (CC) et des activités humaines (AH) sur la diminution du débit des cours d'eau, en utilisant le modèle de l'élasticité climatique et la modélisation hydrologique.

Les résultats des tests, utilisés pour identifier les tendances et les points de rupture dans les séries de données, montrent des tendances à la baisse et des points de rupture significatifs, tout au long des années 1980 dans le débit des cours d'eau. A l'exutoire du bassin de Sebaou, la diminution du ruissellement, après 1985 est évaluée à ; 34,8%, 35,8%, 28,5%, 41,6% et 40,1% pour l'année, l'automne, l'hiver, le printemps et l'été respectivement.

Les résultats obtenus, par le modèle de l'élasticité du climat, révèlent qu'une variation de 10 % des précipitations entraîne une variation d'environ 16 à 25 % du débit de ruissellement. En outre, les facteurs (CC et AH) ont un effet de 58% et 42% respectivement, sur la réduction du débit d'écoulement du bassin de Sebaou. L'analyse des cartes d'occupation des sols approuve celles de la méthode de l'élasticité climatique et du modèle hydrologique GR2M.

Mots clés : Changement climatique, activité humaine, modèle de l'élasticité climatique, diminution de débit d'écoulement, point de rupture, modèle hydrologique GR2M, bassin versant de Sebaou.

Table des matières

Liste des abréviations

Liste des symboles

Liste des tableaux

Liste des figures

Introduction générale.....	15
Chapitre 1 Etat de l'art sur les changements climatiques et les activités anthropiques..	20
1.1. Climat et cycle de l'eau	20
1.2. Causes et effets du réchauffement climatique.....	21
1.3. Variabilité climatique en méditerranée.....	25
1.4. Les effets des changements climatiques sur le ruissellement au Nord de l'Algérie	29
1.5. Conclusion	30
Chapitre 2 : Présentation de la Zone d'étude et données utilisées.....	32
2.1. Présentation de la zone d'étude.....	32
2.1.1. Paramètres climatiques	34
2.1.2. Le relief	34
2.1.3. La pente.....	35
2.1.4. Aperçu pédologique	35
2.1.5. Lithologie	38
2.1.6. Aperçu géologique.....	38
2.1.7. Végétation du bassin de Sebaou.....	39
2.1.8. Sismologie	42
2.2. Présentation du réseau hydrographique de Sebaou.....	42
2.2.1. Barrage de Taksebt.....	43
2.2.2. Ressources souterraines.....	43
2.3. Données de l'étude	44
▪ Traitement et comblement des données.....	46
2.4. Modélisation du bassin versant de sebaou par le SIG.....	48
2.4.1. Définition d'un SIG.....	48
2.4.2. Extraction des informations du bassin de Sebaou à partir du MNT	48
2.5. Conclusion	53
Chapitre 3 Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)	54
3.1. Introduction	55
3.2. Détection des tendances et des points de rupture	55
3.2.1. Estimation de l'indice standardisé des variables.....	55

3.2.2. Test de Mann Kendall	57
3.2.3. Test de Pettitt.....	58
3.2.4. Estimateur de la pente de Sen (Sen's slope)	59
3.3. Application aux données du bassin de Sebaou.....	59
3.4. Résultats et discussions	60
3.4.1. Analyse des tendances et détection des points de rupture pour les séries hydro climatiques	60
3.5. Conclusion	84
Chapitre 4 Approche basée sur la modélisation hydrologique	87
4.1. Introduction	87
4.2. Modélisation hydrologique et modèles pluie-débit	87
4.3. Classification des modèles hydrologiques.....	88
4.3.1. Les modèles 'boîte-noire' (black-box).....	89
4.3.2. Les modèles 'à réservoirs', conceptuels ou empiriques.....	89
4.3.3. Modèles fondés sur la physique	90
4.4. Mise en œuvre des modèles	90
4.5. Choix et usage	91
4.6. Modèle hydrologique GR2M	91
4.6.1. Évaluation du modèle	92
4.6.2. Modèle hydrologique GR2M pour l'évaluation et séparation des effets des CC et AH sur les écoulements du bassin de Sebaou	93
4.7. Résultats et discussions	95
4.8. Conclusion	97
Chapitre 5 : Approche de séparation des effets des CC et AH sur les écoulements	99
5.1. Introduction	99
5.2. Modèle de l'élasticité climatique	100
5.2.1. Historique sur la méthode de Budyko.....	102
5.2.2. Cadre et hypothèses de la méthode de Budyko.....	103
5.2.3. Utilisation de l'indice d'aridité pour estimer la variation du ruissellement ..	108
5.3. Méthode empirique (non paramétrique).....	111
5.4. Résultats et discussion	112
5.5. Conclusion	113
Chapitre 6 : Validation des effets des CC et AH sur le ruissellement par les techniques de la télédétection	114
6.1. Notions de la télédétection	115
6.1.1. Définition	115
6.1.2. Le rayonnement électromagnétique.....	115
6.1.3. Le spectre électromagnétique	116

6.1.4. Interactions rayonnement-cible	116
6.2. Satellites et capteurs (Landsat)	118
6.3. Domaines d'application de la télédétection	119
6.3.1. Météorologie et climat	119
6.3.2. Agriculture.....	119
6.3.3. Géologie.....	120
6.3.4. Hydrologie	120
6.3.5. Couverture et utilisation du sol	120
6.4. Analyse de l'évolution de l'occupation des sols au cours de la période étudiée dans le bassin versant de Sebaou.....	121
6.5. Resultats et interprétations.....	121
6.6. Conclusion	127
Conclusion générale	129
Recommandations et perspectives	132
Références Bibliographiques.....	134
Annexe I : Ajustement des pluies mensuelles à la loi de Gamma (Logiciel RStudio). 147	

Liste des abréviations

ABCD	:	Modèle hydrologique conceptuel non linéaire
ANRH	:	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
AH	:	Activités anthropiques
AWBM	:	Australian water balance model
CC	:	Changements climatiques
CCT	:	Centre Canadien de Télédétection
ETP	:	Evapotranspiration
Fac	:	Flow accumulation
FDR	:	Flow Direction
GBHM	:	Geomorphology-Based Hydrological Model
GES	:	Gaz à effet de serre
GHG	:	Greenhouse Gas
GIEC	:	Groupe Intergouvernemental des Experts sur le Climat
GLS	:	Moindres carrés généralisés
GR2M	:	Génie rural à 2 paramètres, mensuel
HyMeX	:	Hydrological Cycle in the Mediterranean Experiment
IDW	:	Inverse Distance Weighting
INSID	:	Institut national des sols, de l'irrigation et du drainage
IPCC	:	Intergovernmental Panel on Climate Change
MK	:	Mann Kendall
MMK	:	Modified Mann Kendall
MNT	:	Modèle Numérique de Terrain
MO	:	Mediterranean Oscillation (oscillation méditerranéenne)
NAO	:	North Atlantic Oscillation (Oscillation Nord Atlantique)
NB	:	No Breakpoint
NDVI	:	Normalized Difference Vegetation Index
NIR	:	Near infrared
NSE	:	Nash–Sutcliffe Efficiency coefficient
OLS	:	Moindres carrés ordinaires

ONM	:	Office National de la Météorologie
RN	:	Route nationale
R	:	Logiciel libre destiné aux statistiques et à la science des données
RStudio	:	Environnement de développement pour le traitement de données et l'analyse statistique.
SGBD	:	Système de Gestion des Bases de Données
SHE	:	Système Hydrologique Européen
SIG	:	Système d'Information Géographique
SPEI	:	Standardized Precipitation Evapotranspiration Index
SPI	:	Standardized Precipitation Index
SQI	:	Standardized streamflow index
SRTM	:	Shuttle Radar Topography Mission
SWAT	:	Soil and Water Assessment Tool
Tfpwmk	:	Trend-Free Prewhitened Time Series Data in Presence of Serial Correlation
TOPMODEL	:	Topography Based Hydrological Model
USTHB	:	Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene
UTM	:	Universal Transverse Mercator
USGS	:	United States Geological Survey
VIC	:	Variable Infiltration Capacity
WBE	:	Water Balance Error
WMS	:	Watershed Modeling System
WGS 84	:	World Geodetic System 1984

Liste des symboles

$G(X)$: Fonction Gamma

H-value : Hypothèse H du test Mann Kendall ; (0 ; pas de tendance, 1 ; tendance)

P : Précipitation

P-value : Probabilité du test statistique MK et Pettitt

Q : Débit d'écoulement

Z value : Valeur statistique du test de Mann Kendal

$\rho_1 = \text{lag}1$: coefficient d'autocorrélation des séries de données

β : médiane (pente de Sen)

Φ : Indice d'aridité

ε : Elasticité climatique

ΔETP : variation de l'évapotranspiration entre la période de référence et du post-changement

ΔP : variation de précipitation entre la période de référence et du post-changement

ΔQ : variation de débit d'écoulement entre la période de référence et du post-changement

Liste des tableaux

Tableau 2. 1 : Caractéristiques des stations hydrométriques	44
Tableau 2. 2 : Caractéristiques des stations pluviométriques.....	45
Tableau 2. 3 : Valeurs statistiques des précipitations, débit et ETP à l'échelle annuelle du bassin de Sebaou	45
Tableau 2. 4 : Résultats d'ajustement à la loi de Gamma des précipitations mensuelles et test d'adéquation par le test de Kolmogorov-Smirnov.	46
Tableau 3.1 : Critères et description des indices standardisés (Moreira, 2006 ; Zarei, 2019) .	57
Tableau 3. 2 Résultats du test MK sur les séries de précipitations, des ETP et de débit pour les échelles de temps annuelles, saisonnières et mensuelles	78
Tableau 3. 3 : Résultats du test de Pettitt sur les séries de précipitations, de l'ETP et du débit des cours d'eau sur les périodes 1968-2012 pour les précipitations et l'ETP, 1968-2001 pour le débit des cours d'eau.....	80
Tableau 3. 4 : Variables hydrologiques et changement relatif dans les périodes de référence et de post-changement à la station de Baghlia	82
Tableau 4. 1 Performance du modèle GR2M dans les périodes de calage et de validation.....	95
Tableau 4. 2 Séparation des impacts de CC et HA par le modèle hydrologique GR2M	95
Tableau 5. 1 : Les Six formules utilisées basées sur l'hypothèse de Budyko.....	110
Tableau 5.2 Calcul du coefficient de l'élasticité climatique ε_p par les différentes méthodes.....	112
Tableau 5. 3 Séparation des impacts des CC et AH sur la variation annuelle du ruissellement à l'aide du modèle d'élasticité climatique (méthode empirique et Budyko).....	113
Tableau 6. 1 Différentes bandes MSS.....	118
Tableau 6. 2 Différentes bandes TM.....	119
Tableau 6. 3 Surface et pourcentage des catégories d'utilisation des terres en 1972, 1985 et 2000 dans le bassin versant de Sebaou.....	122

Liste des figures

Figure 0- 1 Diagramme méthodologique de la réponse du débit des cours d'eau aux CC et AH dans le bassin versant de Sebaou.....	18
Figure 1- 1 Cycle hydrologique global terrestre avec la taille de chacun des réservoirs (en encadré en 1000 km ³) et les flux entre chacun de ces réservoirs (en 1000 km ³ /an). (Oki and Kanae, 2006)	21
Figure 1- 2 Emission global annuel des GES en Giga tonnes CO ₂ par an (GIEC 2014).....	22
Figure 1- 3 Système climatique et cycle de l'eau face aux CC et AH.....	24
Figure 1-4 Représentation schématique des facteurs humains de l'évolution du climat, des effets sur le CC et des réponses apportées, ainsi que de leurs corrélations (GIEC, 2007).....	25
Figure 1-5 Phénomènes globaux et régionaux influençant le climat méditerranéen (Somot, 2005).....	26
Figure 2- 1 Situation du bassin versant de Sebaou et des stations hydrométéorologiques	333
Figure 2- 2 Diagramme ombro-thermique du bassin de Sebaou.....	344
Figure 2- 3 La courbe hypsométrique du bassin de Sebaou à l'aide du logiciel ArcGis	36
Figure 2- 4 Carte des pentes du bassin de Sebaou à l'aide du logiciel ArcGis.....	377
Figure 2-5 Carte d'unité morpho structurale (ANRH).....	39
Figure 2-6 Carte d'occupation du sol du bassin de Sebaou, assemblage des cartes de l'INSID 2011 (Ministere de l'agriculture et du developpement rural).....	41
Figure 2- 7 Test de double masse appliqué aux pluies annuelles des stations de Sebaou, avec R ² ; coefficient de corrélation, Y ; équation de régression	47
Figure2-8 Modèle numérique de terrain du bassin de Sebaou.....	49
Figure 2- 9 La fonction FDR.....	49
Figure 2-10 FDR et Fac du bassin de Sebaou.....	50
Figure 2- 11 Définition des sous bassins.....	51
Figure 2- 12 Définition du réseau d'écoulement.....	52
Figure 2- 13 Définition des confluences.....	52
Figure 3- 1 : Box plot des valeurs SPI des stations de Sebaou sur 1968-2012 (a)T Boubhir, (b) Souk el had, (c) Beni Yenni, (d) L'arbaa Makouda, (e), Tamelhat, (f) Baghlia village.....	61
Figure 3- 2 : Box plot des valeurs SPEI des stations de Sebaou sur 1968-2012 (a)T Boubhir, (b) Souk el had, (c) Beni Yenni, (d) L'arbaa Makouda, (e), Tamelhat, (f) Baghlia v.....	62
Figure 3- 3 : Graphique en boxplot des valeurs des SQI des stations de Sebaou sur la période 1968-2000 (a)Boubrone, (b) Freha, (c)RN30, (d)Belloua, (e), RN25, (f) Baghlia.....	63
Figure 3- 4 :Variation de SPI sur 3 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	64
Figure 3- 5 : Variation de SPI sur 3 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	65
Figure 3- 6 : Variation de SPI sur 6 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	66

Figure 3- 7 : Variation de SPI sur 12 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	67
Figure 3- 8 : Variation de SPEI sur 1 mois de 1968 to 2012 aux stations of T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	68
Figure 3- 9 : Variation de SPEI sur 3 mois de 1968 to 2012 in stations of T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	69
Figure 3- 10 : Variation de SPEI sur 6 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	70
Figure 3- 11 : Variation de SPEI sur 12 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.....	71
Figure 3- 12 : Variation de SQI sur 1 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.	72
Figure 3- 13 : Variation de SQI sur 3 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.	73
Figure 3- 14 : Variation de SQI sur 6 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.	74
Figure 3- 15 : Variation de SQI sur 12 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.	75
Figure 4- 1 : Différents types de modèles hydrologiques (Bernardara 2007).....	90
Figure 4- 2 : Schéma du modèle hydrologique GR2M (Mouelhi et al. 2006).	92
Figure 4- 3 : Comparaison des débits observés et simulés dans les périodes a) de calage (1968-1979) et b) de validation (1980-1985) à la station de Baghlia.....	96
Figure 4- 4 Comparaison des débits observés et simulés pour la période de post-changement (1986-2001) à la station de Baghlia.	96
Figure 5- 1 Courbe de Budyko par Jiang et al. 2015 selon l'équation de Fu (1981), montrant les 8 possibles changements de direction de la relation entre le rapport E/P et l'indice d'aridité \emptyset (Jiang et al. 2015).	105
Figure 5- 2 Rapport des valeurs moyennes de l'évapotranspiration annuelle sur P en fonction de l'indice d'aridité \emptyset pour différentes valeurs du coefficient w (coefficient de disponibilité d'eau pour les plantes (Zhang et al., 1999).	106
Figure 5-3 Comparaison de l'équation (5.13) avec les relations développées par Budyko (1974), Schreiber (1904) et Pike (1964) selon Zhang et al., 1999.....	107
Figure 6- 1 Les composantes de la télédétection.....	115
Figure 6- 2 Rayonnement électromagnétique et longueur d'onde	116
Figure 6- 3 Le spectre visible.....	116
Figure 6- 4 Interactions rayonnement-cible	117
Figure 6- 5 Exemple de réflectance de végétation et eau.....	117
Figure 6- 6 Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 1972.....	124
Figure 6- 7 Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 1985.....	125
Figure 6- 8 Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 2000.....	126

Introduction générale

Introduction générale

Actuellement, le changement spatio-temporel de la quantité et de la qualité des ressources en eau dans le système mondial de circulation de l'eau, est principalement dû aux variations combinées du climat et à l'évolution des activités humaines (*Qin et al., 2014*). Ces changements engendrent des modifications significatives au ruissellement et au processus hydrologique du bassin versant (*Wang and Hejazi, 2011 et Silveira et al., 2017*), qui est strictement attaché aux interventions atmosphériques, terrestres ainsi qu'aux systèmes d'eaux souterraines (*Singh et al., 2010*).

L'ensemble des processus d'interactions eau-énergie, entre l'atmosphère, la surface terrestre et les échanges souterrains, à l'échelle d'un bassin versant, constituent le cycle hydrologique, où se trouve la composante primordiale 'ruissellement dans les cours d'eau. Cette composante détermine le résultat des processus hydrologiques à complexité accru, notamment dans le contexte de changement climatiques (CC) et des activités humaines (AH) (*Fabre et al., 2016*). Une étude d'évaluation de la contribution des CC et AH sur le changement du débit de ruissellement dans les cours d'eau est fortement nécessaire, afin de mieux cerner et comprendre les impacts spatiaux sur le régime de ruissellement ainsi que pour la mise en œuvre d'une gestion idéale des ressources en eau (*Liu et al., 2017 et Kazemi et al., 2020*).

En outre, la détermination des principales causes des variations de l'écoulement superficiel, dans les bassins versants, est essentielle pour la compréhension des changements dans la disponibilité des ressources en eau (*Li et al., 2020a*). Néanmoins, l'évaluation et la séparation des impacts de la CC et de la HA sur les variations du ruissellement restent une question prioritaire et un problème difficile à résoudre dans le cadre des recherches hydrologiques actuelles (*Tomer and Schilling, 2009 et Li et al., 2020a*).

La séparation des contributions des CC et AH sur la variation du ruissellement peut être effectuée, graphiquement ou analytiquement, par deux méthodes, à savoir le bilan hydrique (quantitatif) et la variation eau-énergie (qualitative) (*Li et al., 2018*). L'approche quantitative est la méthode la plus utilisée dans les études de l'impact et de la séparation des CC et des AH sur les variations du ruissellement dans les bassins versants (*Li et al., 2020a*).

La méthode de l'élasticité climatique, qui fait partie de cette dernière approche, permet d'étudier la relation entre le ruissellement dans les bassins versants et les facteurs climatiques et anthropiques (*Sankarasubramanian et al., 2001*). Elle peut être appliquée par différentes méthodes, à savoir l'analyse empirique (non-paramétrique) des données hydrométéorologiques,

Introduction Générale

la méthode Budyko et la modélisation hydrologique. Les données mesurées à différentes périodes donnent une estimation empirique, tandis que l'évaluation de l'élasticité basée sur le modèle et l'indice d'aridité (les méthodes Budyko) donnent une estimation théorique de l'élasticité du ruissellement (*Arnell, 1999 ; Arora, 2002 ; Wang and Hejazi, 2011 ; Li and Chen, 2015 ; Teng et al., 2012 et Li et al., 2020a*). Ces techniques fournissent une modélisation simplifiée mais puissante et idéale du bilan couplé eau-énergie, en séparant les précipitations en évapotranspiration et en débit (*Chang et al., 2016 ; El Moçayd et al., 2020 ; Zhang et al., 2019 ; Kazemi et al., 2019 et Li et al., 2020*).

En décrivant la sensibilité des variations de ruissellement associées à la variabilité climatique, l'élasticité du climat est un outil robuste pour évaluer et séparer les impacts des CC et des AH à l'échelle du bassin versant (*Sankarasubramanian et al., 2001 ; Arora, 2002 ; Niemann and Eltahir, 2005 ; Chiew, 2006 ; Andréassian et al., 2016 ; Fu et al., 2007 ; Yang and Yang, 2011 ; Chang et al., 2016 ; Zeng et al., 2014 et Lv et al., 2019*).

Les modèles hydrologiques peuvent également être utilisés pour évaluer les impacts des CC et AH sur la variation du débit des cours d'eau, en tenant compte de l'évolution possible à des pas de temps infra-annuels (quotidiens ou mensuels) et en assurant une simulation continue des taux de ruissellement à l'échelle du bassin versant (*Teng et al., 2012*). Dans ce contexte, divers chercheurs dans le monde ont utilisé des modèles hydrologiques, tels que TOPMODEL, ABCD, SIMHYD, AWBM, GBHM ; VIC, SWAT et GR2M. Il s'agit notamment de *Sankarasubramanian et al. (2001) ; Chiew (2006) ; Chang et al. (2016) ; Zeng et al., (2014) ; Teng et al. (2012) ; Ma et al, (2010a) ; Lespinas et al., (2014) ; Ibrahim et al. (2015) ; Kazemi et al. (2020) ; Awotwi et al. (2019) ; Coulibaly et al. (2018) ; Birhanu et al. (2019) ; Li et al. (2020) ; Laborde et al. (2010) et Charifi Bellabas et al. (2020)* entre autres.

La diminution de la disponibilité en eau douce est fortement influencée par les CC et AH sur la surface terrestre, en particulier dans les bassins Méditerranéens (*Lespinas et al., 2014 ; Cramer et al., 2018*). Le Nord de l'Algérie, qui surplombe la mer Méditerranée, souffre également de la vulnérabilité et dégradation des ressources en eau en raison des impacts des CC et des AH. En effet, la diminution importante des débits d'eau superficiels et souterrains a été la cause d'une combinaison du CC et d'autres facteurs liés à la croissance démographique, l'urbanisation, l'industrie et aux transformations dans l'occupation des sols (*Laborde et al., 2010 ; Touazi, 2004 ; Zeroual et al., 2013 ; Haouchine et al., 2015 ; Haouchine et al., 2016 ; Nichane and Khelil, 2015 ; Charifi-Bellabas et al., 2014 ; 2018*).

Il semble donc important de quantifier et séparer les effets de la variabilité du climat et les activités anthropiques, afin de les prendre en considération pour l'aménagement du territoire,

l'extraction de l'eau et la gestion des ressources en eau. Avec la rareté progressive des ressources en eau, les hydrologues, les décideurs et les gestionnaires de l'eau ont accordé une attention considérable à la part de la variation observée du débit annuel qui peut être attribuée aux CC et AH (*Destouni et al., 2013 ; Tomer and Schilling, 2009 ; Chang et al., 2016 et Li et al., 2020*).

L'étude des impacts de CC et de l'AH est essentielle pour l'intégration des ressources en eau et la protection de l'écologie locale et le développement économique (*Zolfagharpour et al., 2020 ; Sun et al., 2018*). Certains auteurs, qui ont étudié la sensibilité des variables hydroclimatiques à la variabilité du climat dans le Nord de l'Algérie, ont utilisé différentes approches pour comprendre l'impact potentiel du CC sur la diminution du ruissellement dans les bassins versants (*Mebarki, 2007 ; Touazi, 2004 ; Zeroual et al., 2013 ; Benlarbi et al., 2015 et Baahmed et al., 2015*).

Ces chercheurs ont analysé les tendances dans les séries hydro climatiques observées, en mettant en évidence les impacts de la variabilité climatique sur la réduction du ruissellement. Néanmoins rares ou pas d'études qui ont évalué, ni distingué les impacts des CC et AH sur la diminution des débits de ruissellement dans les bassins versants.

Compte tenu de ce qui précède et en vue d'étudier les causes de dégradation de la ressource en eau, il est recommandé de mener des enquêtes approfondies, tout en prenant en considération les effets des deux principaux facteurs, à savoir les CC et AH, sur la réduction du débit des cours d'eau. En prenant le bassin versant de Sebaou, qui appartient au bassin du côtier Algérois comme zone d'étude, il est proposé dans cette étude d'évaluer les impacts des CC et AH sur la diminution du débit de l'oued Sebaou, ainsi que sur le cycle hydrologique de son bassin versant.

En fait, l'ambition de cette thèse est d'aboutir aux objectifs suivants :

- (1) Analyse de variabilité et tendances (indices standardisés et tests statistiques) des variables hydrométéorologiques (précipitations P, ruissellement Q et évapotranspiration potentielle ETP) à l'échelle mensuelle, saisonnière et annuelle,
- (2) Détection des points de rupture dans les séries de données, à différentes échelles,
- (3) Évaluation et séparation des contributions des CC et des AH à la diminution du débit du bassin de Sebaou, en appliquant le modèle de l'élasticité climatique,
- (4) Analyse et comparaison des résultats des trois méthodes appliquées ; la méthode non-paramétrique, la méthode basée sur Budyko et la modélisation hydrologique par le modèle GR2M,

(5) Justification des résultats par l'application de techniques de télédétection et l'élaboration de cartes d'occupation des sols pour différentes années (avant, pendant et après rupture).

L'organigramme méthodologique donné dans la figure 0-1 présente l'approche suivie dans la thèse, dans le but de la quantification et séparation des impacts des CC et AH sur la diminution des débits des cours d'eau dans le bassin versant de Sebaou.

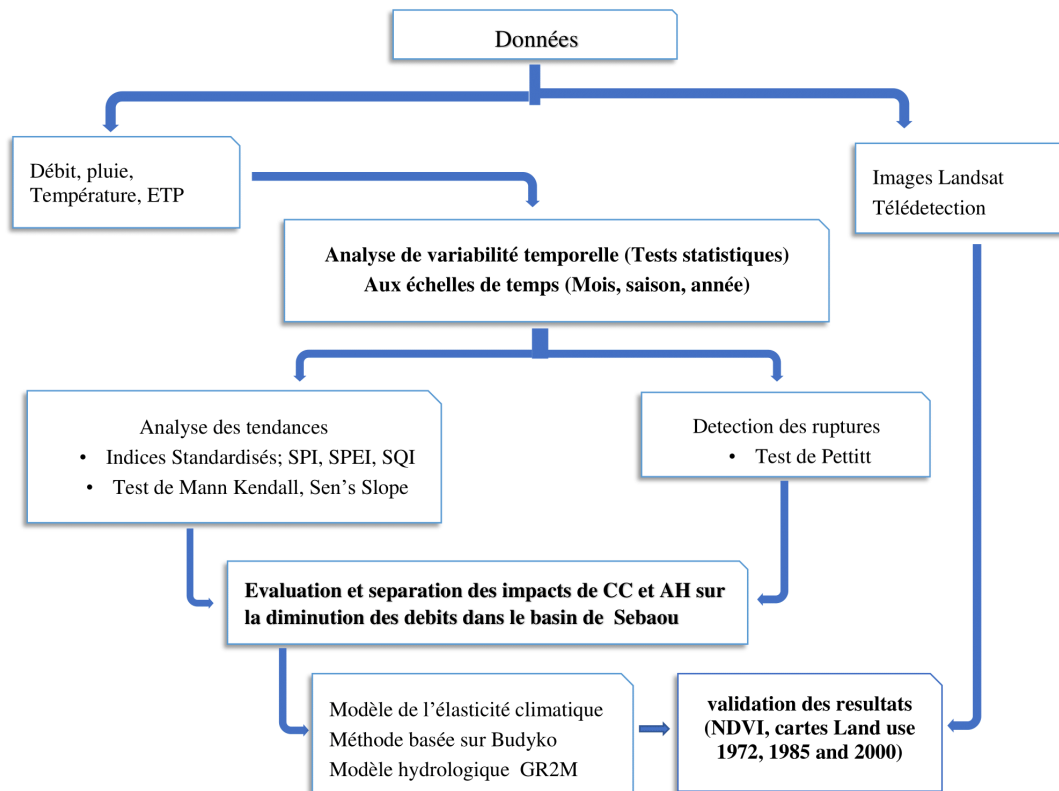


Figure 0 - 1 : Diagramme méthodologique de la réponse du débit des cours d'eau aux CC et AH dans le bassin versant de Sebaou.

Le plan de la thèse est structuré comme suit ; l'objet du chapitre 1 est de définir l'état de l'art de la variabilité climatique dans le monde, en méditerranée et au Nord de l'Algérie, ainsi que les impacts engendrés par le changement du système climatique et des gaz à effet de serre sur les ressources en eau. Dans le chapitre 2, une description de la zone d'étude ainsi que les données utilisées dans la thèse sont présentés. Le chapitre 3 est consacré pour l'analyse des données hydrométéorologiques (tendances et points de rupture) par les tests statistiques et les indices standardisés. Les méthodes d'évaluation et séparation des impacts des CC et AH sur les débits d'écoulement du bassin de Sebaou sont présentées dans les chapitres 4 et 5. Enfin la validation des résultats obtenus est exposée dans le chapitre 6, en utilisant les techniques de la télédétection.

Chapitre 1

*Etat de l'art sur les
changements climatiques
et les activités
anthropiques*

Chapitre 1 Etat de l'art sur les changements climatiques et les activités anthropiques

1.1. Climat et cycle de l'eau

L'eau, élément vital sur la planète terre, est compromise à tous les niveaux du système climatique. Cette présence engendre une relation étroite et réciproque entre l'eau et le climat. Le climat est défini comme l'état physique de l'atmosphère en un lieu et sur une période de temps donnée (généralement de 30 ans). Il correspond à la distribution statique des conditions de l'atmosphère terrestre dans un endroit donné pendant une durée déterminée. La résolution du système climatique est effectuée à partir de mesures sur des données atmosphériques locales : température, précipitations, pression atmosphérique, ensoleillement, humidité, vitesse du vent, sont également pris en compte leur récurrence ainsi que les événements exceptionnels. Le système climatique, complexe, est constitué de cinq composantes principales à savoir ; l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère, la cryosphère et la lithosphère qui évoluent et interagissent aux échelles de temps différentes, déterminant l'état du système. Ces différentes parties du système climatique jouent un rôle primordial dans de transfert d'énergie et dans les cycles de l'eau et du carbone (*Chavaillaz and Joussaume, 2016*). L'enveloppe gazeuse qui enferme la terre est nommée l'atmosphère, les surfaces océaniques qui présentent 70% de la planète ainsi que lacs, rivières et eaux souterraines sont contenus dans l'hydrosphère. L'ensemble de faune et flore continentale ou océanique est appelé biosphère. La cryosphère correspond aux surfaces des glaciers, des neiges, des calottes de glace et les icebergs (banquise). La couverture et la croûte terrestre est appelé la lithosphère.

L'énergie solaire et le changement de l'état de l'eau (liquide, solide ou gazeux) engendrent sa mobilité ainsi que sa navigation entre l'atmosphère et les réservoirs terrestres (océans, nappes souterraines, rivières, lacs ou encore glaciers). Ces derniers font partie du cycle hydrologique, qui fonctionne par le biais des processus naturels distincts à savoir ; l'évaporation, la condensation, les précipitations, l'infiltration et le ruissellement (Figure 1-1).

Le cycle de l'eau et le climat, à l'échelle régionale, sont influencés par le déficit en eau du sol et de l'atmosphère. Cette défaillance engendre une augmentation des températures, un changement dans la circulation du vent ainsi qu'un bouleversement dans les précipitations (fréquence et intensité) et donc une modification du microclimat. Ce changement à petite échelle, se multiplie pour engendrer un changement dans le système climatique global.

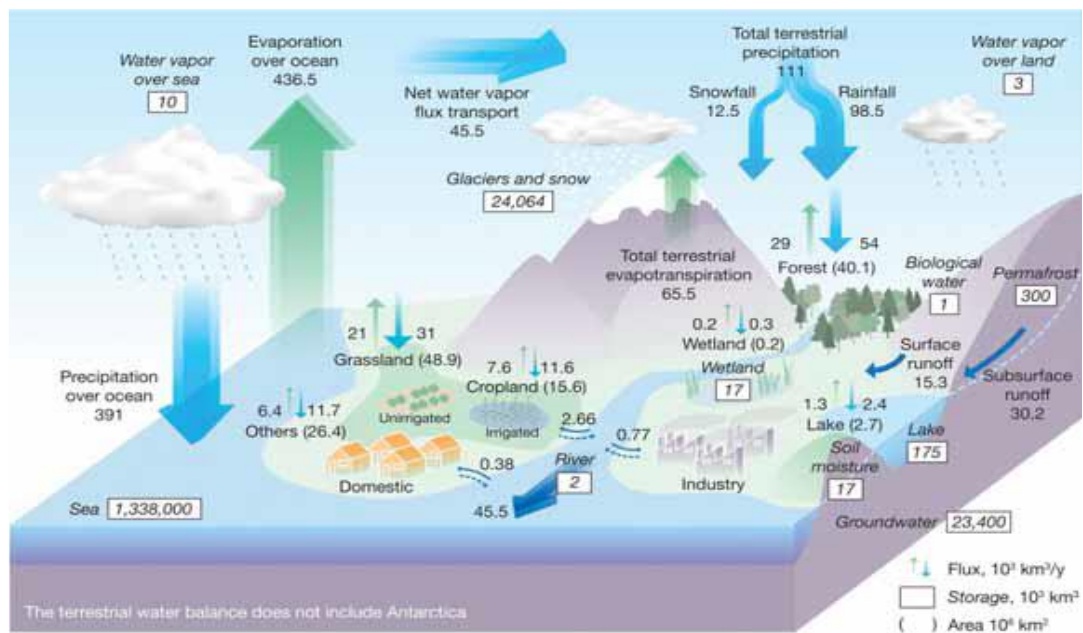


Figure 1- 1 : Cycle hydrologique global terrestre avec la taille de chacun des réservoirs (en encadré en 1000 km³) et les flux entre chacun de ces réservoirs (en 1000 km³/an). (Source : (Oki and Kanae, 2006).

1.2. Causes et effets du réchauffement climatique

Selon le GIEC, le réchauffement climatique ou changement climatique se définit comme une variation de l'état du climat qui persiste pendant une longue période, généralement pendant des décennies ou plus. « Il se rapporte à tout changement du climat dans le temps, qu'il soit dû à la variabilité naturelle ou à l'activité humaine » (GIEC, 2007).

La variabilité climatique influe de manière significative sur la situation socio-économique des pays, en particulier ceux en développement. Les conséquences du réchauffement du climat sont manifestées par des déficiences d'eau, sécheresse, crues, inondations, des crises alimentaires et des maladies épidémiques, menaçant la vie humaine et le développement durable des régions vulnérables. Il est donc nécessaire d'estimer les mécanismes de répercussions de la variabilité climatique et impacts des actions anthropiques et de l'évolution industrielle (Bleu, 2008).

Le développement économique et démographique dans le monde, depuis l'ère préindustrielle, a généré l'accroissement des émissions de gaz à effet de serre (GES) d'origine anthropique, et sont actuellement plus dominantes que jamais. Cette situation a engendré des concentrations de dioxyde de carbone, de méthane et d'oxyde nitreux sans précédent dans au moins les 800 000 dernières années. Leurs effets, ainsi que ceux d'autres facteurs d'origine anthropiques, ont été découverts dans l'ensemble du système climatique et sont extrêmement susceptibles d'avoir la cause dominante du réchauffement observé depuis le milieu du 20^{ème} siècle (Qin et al., 2014).

Actuellement et depuis 1860, le système climatique est face à un réchauffement sans équivoque (estimé à 0.8°C par GIEC 2007) avec de multiples changements observés sur la surface terrestre et les océans.

La croissance de la température atmosphérique, le réchauffement des océans, la diminution des volumes de neige et glace, les événements météorologiques extrêmes ainsi que l'élévation du niveau des mers sont des facteurs climatiques incontestables et confirmés par plusieurs recherches effectués autour du monde (Qin et al., 2014). De même l'influence humaine sur le système climatique est évidente, et les nouvelles émissions anthropiques de gaz à effet de serre (GES) sont les plus élevées de l'histoire. Les récents changements climatiques ont eu des impacts étendus sur les systèmes humains et naturels (Figure 1-2). Des prospections et études diagnostiques sont indispensables afin d'interpréter et prévoir les transformations éventuelles du système climatique dans le futur, et pour réconcilier les effets néfastes du réchauffement climatique.

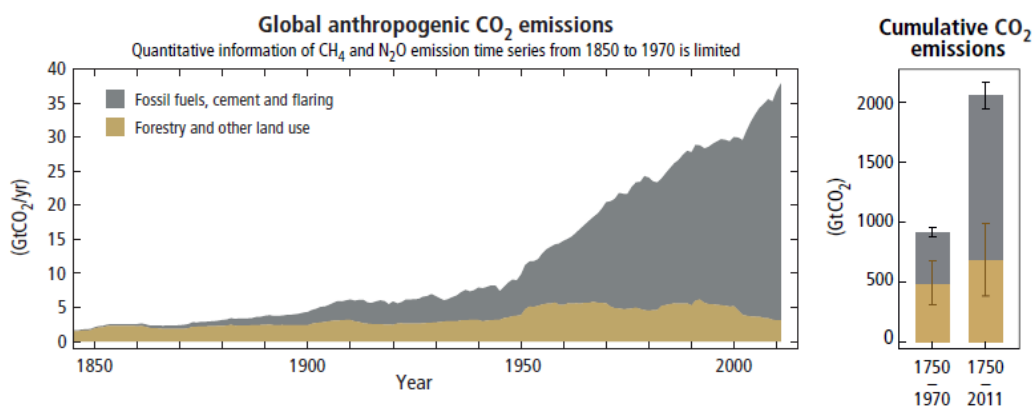


Figure 1- 2 : Emission global annuel des GES en Giga tonnes CO₂ par an (GIEC, 2014).

Environ 40 % de ces émissions de CO₂ anthropiques sont subsistées dans l'atmosphère (880 ± 35 Gt CO₂) depuis 1750. Le reste était retiré de l'atmosphère et stocké dans les réservoirs naturels du cycle du carbone. Le reste des émissions cumulées de CO₂ est absorbé par les océans, le sol et la végétation. Environ 30% des émissions du CO₂ anthropique émis provoque l'acidification des océans (Qin et al., 2014). Les émissions annuelles totales de GES d'origine anthropique ont continué de 1970 à 2010, avec des augmentations absolues plus importantes entre 2000 et 2010 (intervalle de confiance élevé). Les émissions totales de GES anthropiques de 2000 à 2010 ont été les plus élevées de l'histoire de l'humanité avec 49 (± 4.5) Gt CO₂-équivalents/an en 2010.

Depuis le développement industriel du 20^{ème} siècle, les GES (Gaz à effet de serre), avec des concentrations très importantes dans l'atmosphère ces dernières années, présentent le principal

forçage anthropique. Les activités humaines émettent en grande quantité le dioxyde de carbone CO₂, qui présente le principal gaz des GES (Stocker et al., 2013). Le Méthane, CH₄ qui fait aussi parti des GES, présente un effet nettement plus important que le CO₂, néanmoins sa durée de vie dans l'atmosphère est moins importante que celle du CO₂ (décomposé rapidement en 2 décennies). La tendance positive des températures moyennes globales récente est due essentiellement à l'accroissement de la concentration des GES dans l'atmosphère (Qin et al., 2014) et (Dayon, 2015). L'attribution des CC évalue d'une part la concordance quantitative entre les transformations observées et les réponses prévues aux facteurs de forçage externes (tels que les changements de l'illumination énergétique solaire ou les GES anthropiques) et, d'autre part, l'absence de concordance de ces changements avec d'autres observations physiques plausibles (Pachauri and Reisinger, 2008). Selon ce dernier, « l'essentiel du réchauffement observé au cours des 50 dernières années est probablement dû à l'accroissement de la concentration de GES ».

Les changements climatiques, au cours des dernières décennies, ont eu des répercussions sur les systèmes naturels et humains sur tous les continents et à travers les océans. Les impacts sont dus aux CC observés, indépendamment de sa cause, révélant la sensibilité des systèmes naturels et humains aux CC. Parmi les systèmes naturels ; le cycle de l'eau et le processus hydrologique des bassins versants qui sont fortement affectés par les changements du système climatique globale (Figure 1-3). Ces variations affectent de manière significative le ruissellement et le processus hydrologique du bassin versant (Wang and Hejazi, 2011) ; (Zhang et al., 2011) ; (Jones et al., 2009) ; (Silveira et al., 2017). Celui-ci est fortement liée aux interactions entre l'atmosphère, la surface terrestre et les systèmes d'eaux souterraines (Singh et al., 2010).

Le cycle hydrologique, à l'échelle d'un bassin versant, est caractérisée par le débit des cours d'eau, résultant d'un ensemble de processus d'interactions eau-énergie, entre l'atmosphère, la surface terrestre et les échanges souterrains (Singh et al., 2010 et Luo et al., 2017). Par conséquent, les processus hydrologiques des bassins versants sont très complexes, en particulier dans le contexte de CC et de AH (Fabre et al., 2016). Le signal global du forçage anthropique est clair pour certaines variables, mais les effets à l'échelle régionale et sur des sous-systèmes du système climatique sont encore très incertains (Stocker et al., 2013).

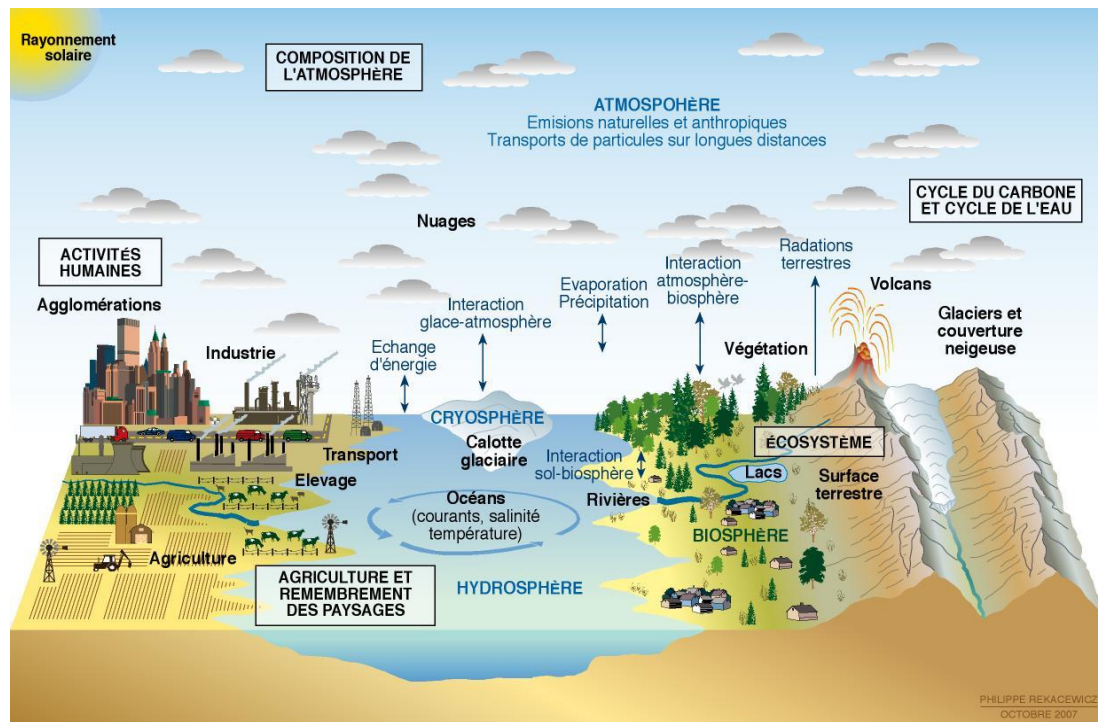


Figure 1- 3 : Système climatique et cycle de l'eau face aux CC et AH.

<http://courrierstrategique.com/52-colloque-international-sur-le-changement-climatique.html> (2011).

La modification de la surface terrestre par les AH affecte forcément les processus et les caractéristiques fondamentaux des écosystèmes terrestres et aquatiques tels que le cycle hydrologique, les processus géomorphologiques, la biodiversité, la productivité culturelle ainsi que l'environnement et la santé humaine (Xia *et al.*, 2017 et Awotwi *et al.*, 2019), (Figure 1-4).

D'une part les variations du système climatique agissent fortement sur le cycle hydrologique, par le biais des changements des variables hydrométéorologiques telles que la température, la vitesse du vent, les précipitations, l'humidité du sol et l'évapotranspiration (Andréassian *et al.*, 2016) ;(Chang *et al.*, 2016 ; Teng *et al.*, 2012 et Guo *et al.*, 2020).

D'autre part, les facteurs anthropiques tels que la construction d'installations de conservation de l'eau, le changement d'utilisation des terres (irrigation et drainage), l'urbanisation intensive, l'exploitation des eaux souterraines et l'industrie, affectent de manière significative le cycle hydrologique et la variation du régime de ruissellement (Oki and Kanae, 2006 ; Chang *et al.*, 2016 ; Guyennon *et al.*, 2017 ; Awotwi *et al.*, 2019 ; Ren *et al.*, 2019 et Kazemi *et al.*, 2020).

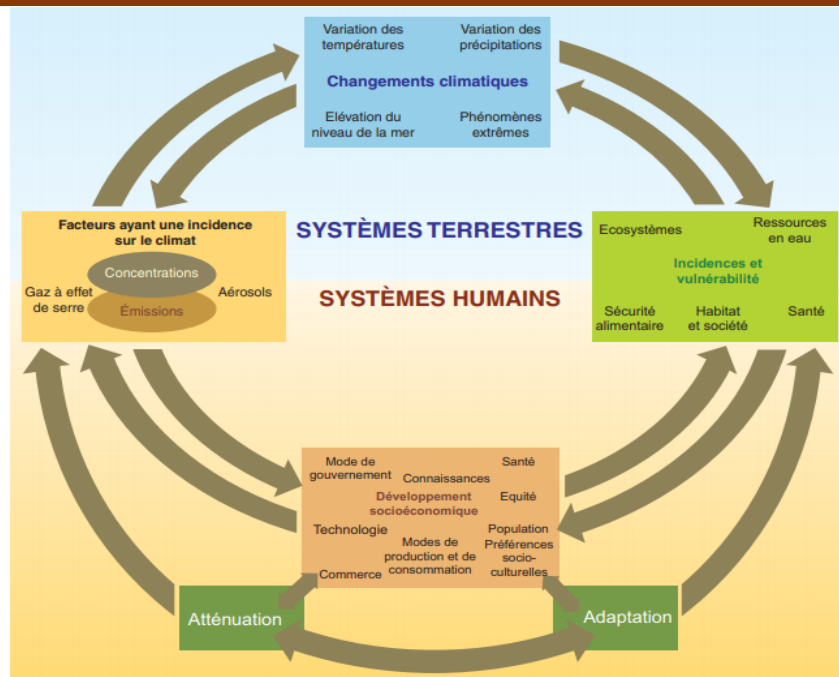


Figure 1-4 : Représentation schématique des facteurs humains de l'évolution du climat, des effets sur le CC et des réponses apportées, ainsi que de leurs corrélations (GIEC, 2007)

Les fluctuations dans l'état du système climatique aux échelles temporelles différentes, peuvent être séparé en deux contributions distinctes ; la variabilité forcée et la variabilité intrinsèque au système climatique (Zou et al., 2018). Ces contributions sont les deux principaux moteurs hydrologiques des forces de changement de l'environnement et l'aggravation de la pénurie d'eau (Kazemi et al., 2020). La considération de ces impacts et de leur contribution correspondante, sur le débit des cours d'eau, a été un défi majeur pour les gestionnaires de l'eau (Chang et al., 2016 ; Awotwi et al., 2019 et Zolfagharpour et al., 2020).

1.3. Variabilité climatique en méditerranée

La région Méditerranée est dominée par un réchauffement significatif du climat, une forte diminution des précipitations moyennes annuelles et une augmentation de leur variabilité pendant la saison chaude et sèche. À partir d'observations, plusieurs auteurs ont rapporté une augmentation de la température moyenne annuelle d'environ 0,005 °C par an, dans le bassin méditerranéen (Sala et al., 2000 et Moisselin et al., 2002) pour atteindre en été la valeur de 0,01 °C par an entre 1976 et 2000, soit l'un des taux les plus élevés sur l'ensemble du globe (Xoplaki et al., 2003 et Solomon et al., 2007). Depuis les années 70, la Méditerranée présentait naturellement une zone principalement fragile à la fois en raison de la forte pollution de la Méditerranée et des contraintes d'approvisionnement en eau douce (Nassopoulos, 2012). Le GIEC ainsi que d'autres études menées sur les CC dans le bassin méditerranéen ces dernières années, ont mis en évidence le point chaud ou le 'hot spot' du CC des pays Méditerranéens

Chapitre 1 : Etat de l'art sur les changements climatiques et les activités anthropiques

(Giorgi, 2006 ; Mariotti et al., 2002 ; Lespinas et al., 2014 ; Drobinski et al., 2013 ; Véronique, 2010 ; Bleu, 2004 ; Bleu, 2008 ; Milano, 2009 ; Somot, 2005 ; Nassopoulos, 2012 et Salameh, 2008).

Les différences et les propriétés climatiques dans le bassin méditerranéen se développent par l'influence des phénomènes atmosphériques globaux et des caractéristiques régionales du bassin méditerranéen (Milano, 2009 et López-Moreno et al., 2011). La température élevée de la mer entraîne une importante évaporation (atmosphère chargée de vapeur d'eau), entraînant de fortes précipitations hivernales. Lors de l'interface de ces masses d'air avec des masses d'air froides provenant, pour les régions du Nord, du Nord de l'Europe (Oscillation Nord Atlantique), pour les régions du Sud, des Alizés de la branche descendante de la cellule de Hadley et, pour les régions de l'Est, des vents des moussons africaines et asiatiques, la masse chaude et humide devient instable (Figure 1-5). La présence de nombreux reliefs favorise la montée de cette masse d'air instable et initie les procédés de condensation (Drobinsky and Ducrocq, 2008). Les régions méditerranéennes sont souvent le siège de précipitations « monstrueuses », avec forte intensité. Ces pluies engendrent des ruissellements extraordinaires donnant lieu à de véritables catastrophes (crues et inondations) (Desbordes and Masson, 1995). Le bilan hydrique du bassin méditerranéen est bouleversé par l'accroissement des températures, engendrant la modification de la répartition spatio-temporelle des précipitations et aussi des ressources en eau (Lionello et al., 2006).

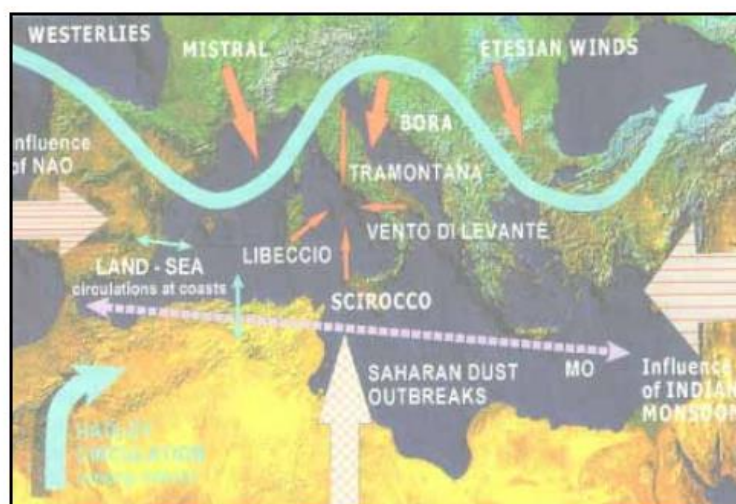


Figure 1-5 : Phénomènes globaux et régionaux influençant le climat méditerranéen (Somot, 2005)

La variabilité globale du climat Méditerranéen à court terme est généralement associée avec des phases de phénomènes océaniques et atmosphériques couplés, dont El Niño (ENSO) et l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Alors que El Niño Southern Oscillation (ENSO) affecte la météo et la variabilité du climat dans le monde entier, l'oscillation nord-atlantique (NAO)

représente le mode de climat dominant dans la région de l'Atlantique Nord. Ces oscillations ont été utilisées dans plusieurs recherches pour développer des modèles précis à mesure de prévoir la variabilité climatique (*Zamrane et al., 2016 et López-Moreno et al., 2011*).

Peu d'études ont été réalisées sur l'impact des grands modes de variabilité du système climatique sur les variables océaniques en Méditerranée. Cependant, comme pour le climat méditerranéen, le facteur NAO semble avoir un impact non négligeable, ce qui n'est pas le cas de l'ENSO. En 2001 *Tsimplis and Josey* ont montré que la NAO a un impact sur le niveau de la mer par l'intermédiaire de l'évaporation, des précipitations et de la pression atmosphérique (*Tsimplis and Josey, 2001*). Depuis les années 60 aux années 90, l'indice NAO a connu une période fortement positive. Cela s'est traduit par une diminution du niveau de la mer Méditerranée (*Somot, 2005 et López-Moreno et al., 2011*).

Etant une zone de transition entre deux régimes climatiques très contrastés, de nombreux mécanismes climatiques complexes influencés par des phénomènes globaux (alizés, anticyclones des Açores, cellule de Hadley, moussons) et régionaux (reliefs, glaciers alpins, végétation continentale) s'y opèrent. Du fait du réchauffement climatique, ces derniers risqueront d'amplifier les phénomènes météorologiques extrêmes (*Somot, 2005*).

La diminution de la disponibilité en eau douce est fortement influencée par les CC et AH sur terre, en particulier dans les bassins méditerranéens (*Lespinas et al., 2014 et Cramer et al., 2018*). Aujourd'hui la région méditerranéenne dispose que de 3% des ressources en eau globales, alors qu'elle représente 7% de la population mondiale. Cette région englobe environ 60% de la population mondiale dite pauvre en eau (avec moins de 1000 m³ de ressources naturelles renouvelables par an et par habitant) (*Méditerranéen (Paris) et al., 2009*) ; (*Margat and Treyer, 2004*). Il est nécessaire donc d'étudier les risques climatiques et les impacts associés, afin de fournir des méthodes et stratégies de prévision, à long terme, pour cerner et limiter l'ampleur de leurs effets néfastes sur le développement socio-économique et sur l'environnement.

Selon le Groupe Intergouvernemental sur le Changement Climatique (GIEC), l'augmentation de concentration des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère résultait de l'activité anthropique, notamment de la consommation et la production d'énergie, et qu'en conséquence, les températures devraient sensiblement augmenter au cours des prochaines années (*Pachauri and Reisinger, 2008*). La Méditerranée, en particulier ses rives Sud et Est, devraient être plus touchée par le changement climatique que la plupart des autres régions du monde au cours du 21ème siècle. Les impacts de la hausse des températures, la diminution des précipitations,

l'augmentation du nombre et de l'intensité des événements extrêmes et la hausse possible du niveau de la mer pourraient ainsi se superposer et amplifier les pressions liées aux activités humaines déjà existantes sur l'environnement naturel (*Bleu, 2008*).

La complexité liée à la situation géographique du bassin Méditerranéen (bassin océanique quasi fermé, climat contrasté, orographie marquée et forte urbanisation) et des processus impliqués aux échelles les plus fines, impliquent la difficulté de prévision des impacts de CC à l'échelle régionale. Sous l'effet du changement global du climat, la fréquence des phénomènes hydrométéorologiques extrêmes est susceptible d'augmenter dans la région Méditerranéenne. À cela s'ajoutent les demandes en eau et en énergie de la population méditerranéenne toujours croissante, qui exercent une pression importante sur les ressources en eau. Avec moins de 1 000 m³ par personne et par an, 180 millions de personnes manquent d'eau en Méditerranée, ce qui représente plus de la moitié de la population mondiale qualifiée de « pauvre en eau ».

Le transport de l'humidité est essentiellement zonal en hiver (*Fernández, 2003*) et dirigé au Sud-Est en été, ce qui indique le rapport entre la mer Méditerranée et la mousson africaine (*Fontaine et al., 2014 et Rayner et al., 2003*) et, plus couramment, les téléconnexions avec les grands systèmes atmosphériques (moussons ouest-africaine et indienne, Oscillation Nord-Atlantique NAO, El Niño, etc.) (*López-Moreno et al., 2011 ; Vicente-Serrano et al., 2009 et Alpert et al., 2006*). Le système hydrologique, qui transporte l'eau continentale vers la mer, est également complexe, composé essentiellement de rivières, aquifères, végétation et surface continentale. Bien que des modèles récents du système climatique régional sont conçus, néanmoins la simulation du bilan d'eau de la mer Méditerranée reste imprécise (*Somot et al., 2008 ; Artale et al., 2010 et Drobinski et al., 2012*).

Selon le Plan bleu (*2008*), le bassin Méditerranéen est une région fortement hétérogène où les activités naturelles et anthropogéniques interagissent de manières complexes en compagnie des changements climatiques, sur différentes échelles spatio-temporelles, avec un assemblage d'impacts pluridisciplinaires. Les activités anthropogéniques sont à l'origine de changements climatiques non seulement comparables aux changements naturels, toutefois à une échelle de temps beaucoup plus rapide (*Bleu, 2008*). Cette observation révèle que la région méditerranéenne sera très affectée par les impacts du CC et de l'AH dans l'avenir. Par conséquent les ressources en eau seront influencées, avec accroissement de divergence et rareté de ces ressources. Les pays méditerranéens sont déjà confrontés à d'importants problèmes de stress hydrique, de désertification, de pertes de biodiversité et d'événements climatiques extrêmes tels que les inondations et sécheresses. Le changement climatique se traduira très

probablement par une aggravation de ces problèmes, entraînant des pertes humaines et économiques considérables (*Bleu, 2008*).

1.4. Les effets des changements climatiques sur le ruissellement au Nord de l'Algérie

Le Nord de l'Algérie, qui fait partie du bassin Méditerranéen et influencé par son climat, souffre ces dernières années, de la vulnérabilité et rareté des ressources en eau. Ceci est dû essentiellement aux impacts de la variabilité climatique ainsi qu'aux activités de l'homme. En effet, le changement d'affectation des terres, l'industrialisation, la croissance démographique et l'urbanisation, combinés au changement climatique, ont entraîné une baisse importante des niveaux d'eau (débit des cours d'eau et des eaux souterraines) (*Jean-Pierre et al., 2010 ; Touazi, 2004 ; Zeroual et al., 2013 ; Haouchine et al., 2015 ; Haouchine et al., 2016 ; (Nichane and Khelil, 2015 ; Baahmed et al., 2015 et Benlarbi et al., 2015)*).

Dans ce territoire, le débit des cours d'eau est très sensible, d'une part, à l'irrégularité du régime des pluies et à l'augmentation de l'évaporation (*Touazi, 2004*), qui sont liées à la diversité et à l'accentuation du relief combinées au climat méditerranéen dominant. Laborde et al. 2010 a estimé qu'une diminution de 15 % des précipitations entraînerait une réduction de 40 % du ruissellement. D'autre part, la multiplication des changements dans l'utilisation des terres, par l'action anthropique, qui connaît une tendance significative à la hausse, pourrait avoir des effets directs sur la réduction surprenante du débit des cours d'eau (*Laborde et al. 2010*).

Touazi et Laborde (2004) ont remarqué que le grand déséquilibre entre l'offre et la demande de la population et infrastructures, dans les bassins versants Nord Algériens, est fortement lié à l'accroissement de la demande des ressources en eau pour l'agriculture et l'industrie. Baahmed (2015), par la modélisation hydrologique, a mis en évidence l'impact des CC sur les ressources en eau et sur le ruissellement dans le bassin versant de la Macta (situé à l'Ouest de l'Algérie) et a constaté une tendance à la baisse des écoulements annuels. A l'aide du graphe de Budyko, cet auteur a montré que la tendance à la baisse des écoulements annuels est vraisemblablement due non seulement au climat, vu la tendance à la hausse des températures et donc des ETP, mais à l'activité anthropique qu'a connu le bassin versant de la Macta (*Baahmed et al., 2015*). Benlarbi et al. (2015) ont étudié le bilan hydrique dans les bassins du Nord de l'Algérie, en cherchant la relation entre le ruissellement, la pluviométrie et l'évaporation d'un grand nombre de bassins versants situés dans les différentes zones géographiques et climatiques, et ont mis au point une méthode de calcul du ruissellement interannuel pour ces régions.

Mebarki (2007) qui a étudié l'hydrologie des bassins versant du Nord-Est Algérien, a déduit que cette région connaît une forte divergence spatiale et grande irrégularité du régime des écoulements superficiels ainsi que des ressources en eau disponibles (Mebarki, 2007). Zeroual et al. (2013), en utilisant le modèle hydrologique GR2M pour simuler les débits futurs dans les bassins de l'Algérois-Hodna et Soummam, a confirmé la possibilité de leur confrontation, au cours des prochaines décennies, à un régime hydro climatique très contrasté. Par rapport aux données hydrométriques de la période de référence (1961-1990), les horizons futurs (2050 et 2100) ont montré une diminution annuelle moyenne globale d'environ 12 à 34 %. Ces auteurs ont déduit qu'à l'horizon 2100, la plus forte diminution du débit est de l'ordre de 46% et 45%, pour l'hiver dans le bassin de la Soummam et le bassin du côtier Algérois, tout en confirmant que la situation future sera caractérisée par une pénurie et déficit en eau dans ces régions. La nécessité de faire évoluer les politiques de gestion de l'eau, ainsi que les recommandations d'augmentation du potentiel exploitable et de l'utilisation plus rationnelle de cette ressource avec recours accru à la recharge artificielle des eaux souterraines, ont été également évoqués (Zeroual et al., 2013).

1.5. Conclusion

La mise en évidence de l'impact des CC sur les précipitations, températures et sur la baisse des écoulements, dans le Nord de l'Algérie, a été étudiée par différents auteurs (cités ci-dessus). Toutefois peu ou guère d'études sont réalisées pour quantifier les impacts des CC et AH sur la diminution des débits de ruissellement dans les cours d'eau. Dans ce contexte, On se propose d'étudier et séparer les effets des CC et AH sur la diminution des débits ruisselés et sur la dégradation de la ressource en eau, dans le bassin versant de Sebaou. Les approches utilisées sont basées sur le modèle de l'élasticité climatique et la modélisation hydrologique.

Chapitre 2
Présentation de la Zone
d'étude et données
utilisées

Chapitre 2 : Présentation de la Zone d'étude et données utilisées

2.1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant de Sebaou est un sous bassin de l'Algérois, il couvre une superficie d'environ 2500 Km². Il est situé au Nord de l'Algérie entre les latitudes 36°20' et 36°55' Nord et les longitudes 3°45' et 4°40' Est. Ce bassin est limité par ; la mer Méditerranée au Nord, le flanc Nord de la chaîne calcaire du Djurdjura au Sud, le massif forestier de l'Akfadou à l'Est et par le massif cristallophyllien de Sidi Ali Bounab à l'Ouest. Ce bassin est très arrosé vu sa proximité du littoral et sa limite Sud représentée par le relief du Djurdjura, il est subdivisé en (03) parties ; haut Sebaou, moyen Sebaou et bas Sebaou. L'altitude du bassin varie de 2305m (altitude max) et 20m (altitude min).

La figure 2-1 montre la situation du bassin de Sebaou et ses différentes stations hydrométéorologiques. Ce bassin se caractérise par la densité du réseau hydrographique, vu qu'il draine un grand nombre d'oueds qui arrivent de la façade Sud des reliefs littoraux et ceux qui arrivent de la façade Nord du Djurdjura. Tous ces oueds convergent vers la vallée axiale du Sebaou qui devient le principal exutoire de la Kabylie occidentale vers la mer. Les oueds permanents majeurs du bassin sont contrôlés par 06 stations hydrométriques, qui découpent le bassin en 06 sous bassins, dans la direction Est-Nord-Ouest (Figure 1). Il s'agit des Sous bassins de l'Acif N'boubhir 02-15, l'oued Sébaou Rebta 02-16, l'oued Aissi 02-17, l'oued Sébaou Sebt 02-18, l'oued Bougdoura 02-19 et le sous bassin de l'oued Sebaou Maritime 02-20 (Tableau 2.1). La station de Baghlia draine la totalité du bassin, avec une surface d'environ 2400 km².

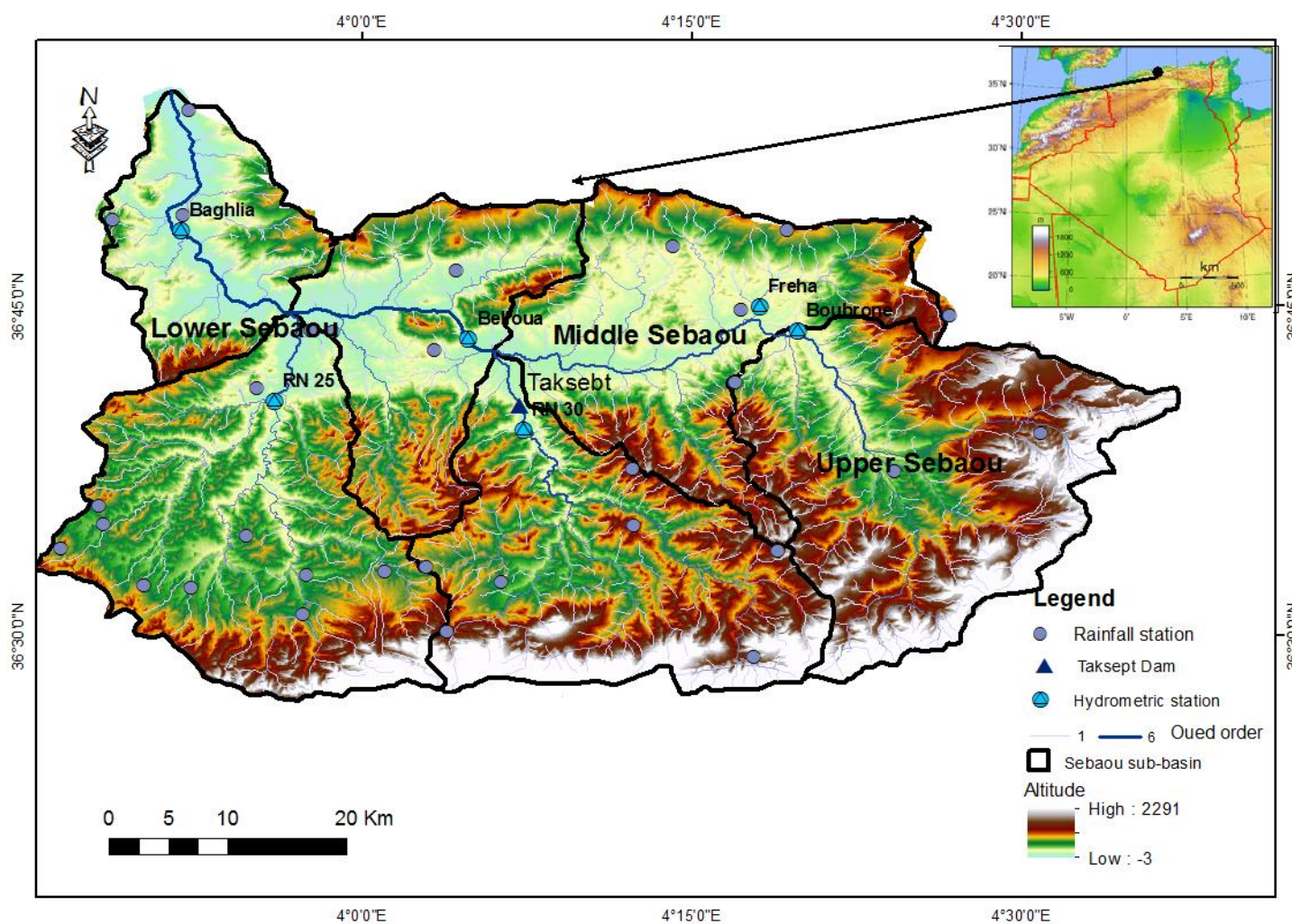


Figure 2- 1 : Situation du bassin versant de Sebaou et des stations hydrométéorologiques

2.1.1. Paramètres climatiques

La région de l'oued Sebaou est influencée par le climat méditerranéen du type continental. Ce climat est caractérisé par des hivers froids et des étés chauds. La température est influencée par la topographie du milieu à savoir l'altitude, le relief, la pente et l'exposition. Le bassin versant de l'oued Sebaou est caractérisé par une température relativement humide d'octobre à avril et sèche de mai à septembre. La pluviosité augmente avec de l'altitude ce qui nous montre que les pluies sont d'origine orographiques. Elles sont aussi soumises à l'influence de la continentalité et la latitude en allant direction de la mer. Les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 900 mm, dont 80 % tombent entre octobre et février, l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne est de 970 mm, et la température moyenne mensuelle dans le bassin varie entre 6°C - 12°C minimum et 16°C - 25°C maximum.

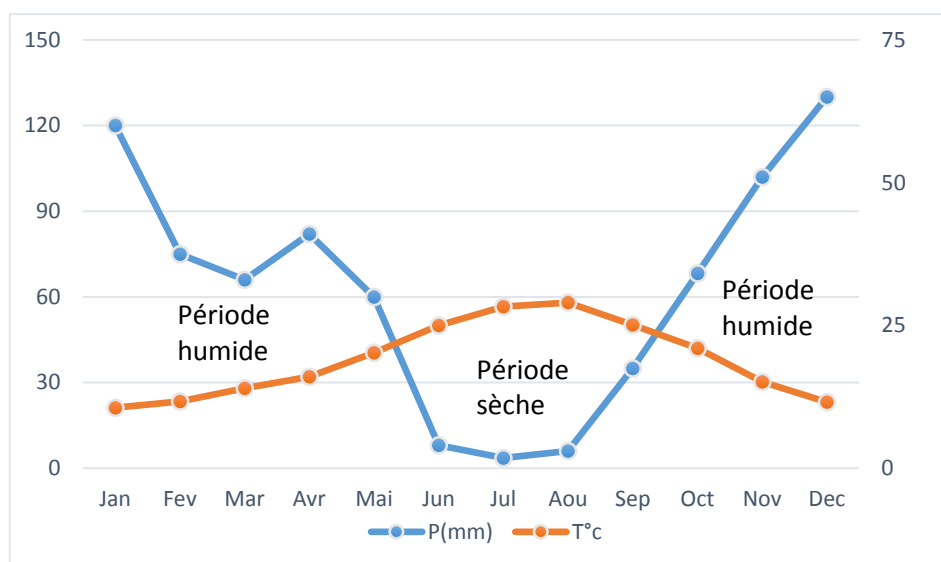


Figure 2- 2 : Diagramme ombro-thermique du bassin de Sebaou

C'est la partie la plus basse de la Kabylie occidentale et qui se développe au centre de cette chaîne autour de la ville de Tizi Ouzou entre le Djurdjura au sud et le domaine des reliefs littoraux au nord. C'est une zone où l'altitude varie en moyenne de 50 à 200m et peut descendre à moins de 50m vers le Bas Sebaou. Cependant, malgré la faiblesse des altitudes absolues dans ce secteur, cette zone reste accidentée, particulièrement à l'Est et au centre où l'altitude peut grimper à plus de 1300m. Ainsi, le caractère accidenté de ce bassin relève beaucoup plus des dénivellations que des altitudes absolues.

2.1.2. Le relief

Le bassin de Sebaou est de forme allongée avec un indice de compacité de Gravelius Kg de 1,4. La vallée du Sebaou est caractérisée par un relief accidenté à 90% de sa superficie

globale avec de fortes pentes et des altitudes moyennes entre 180 et 1400 m avec un point culminant à 2308 m dans les montagnes de Djurdjura. L'incidence du relief sur les caractéristiques hydrologiques est considérable. La durée d'imprégnation du sol par les eaux et les possibilités d'infiltration étant d'autant moins élevée que la pente est plus forte. En outre la plupart des facteurs météorologiques sont liés à l'altitude tels que les précipitations qui varient en fonction de l'altitude. La courbe hypsométrique du bassin de Sebaou présentée dans la figure 2-3 montre la répartition des tranches d'altitudes en fonction des pourcentages cumulés des surfaces correspondantes.

2.1.3. La pente

La détermination de l'aptitude des terrains au ruissellement et à l'infiltration est fortement liée aux pentes du bassin versant. La pente du bassin de Sebaou présente une diminution importante du Sud vers le Nord (Figure 2-4), favorisant ainsi le ruissellement des eaux superficielles vers la mer méditerranéenne. Par conséquent la pente a une influence directe sur la couverture du sol à la suite de l'érosion du terrain. Elle enveloppe l'action du lessivage par les eaux superficielles en transportant et charriant les sols et débris durant le phénomène de ruissellement.

2.1.4. Aperçu pédologique

L'occupation du sol et la couverture végétale dépend essentiellement de la nature du terrain. Le sol se développe en fonction de la nature de la roche-mère, la topographie et les caractéristiques du climat. Les activités anthropiques transforment les sols et les rend instables à cause du phénomène de l'érosion. Ce dernier est le résultat de différents facteurs, tels que de perte de la végétation, la forte pente et les fortes pluies. Aussi, les sols du bassin de Sebaou restent quasiment dans les conditions climatiques méditerranéennes, sous la dépendance de la roche-mère qui leur a donné naissance en raison de leur impuissance à modifier radicalement le substratum géologique (*Djemai and Reynauld, 1985*). Ce bassin correspond en général au domaine du socle kabyle, où les terrains sont essentiellement métamorphiques formés de gneiss et de micaschistes et de terrains argilo-marno-gréseux miocènes et néogènes.

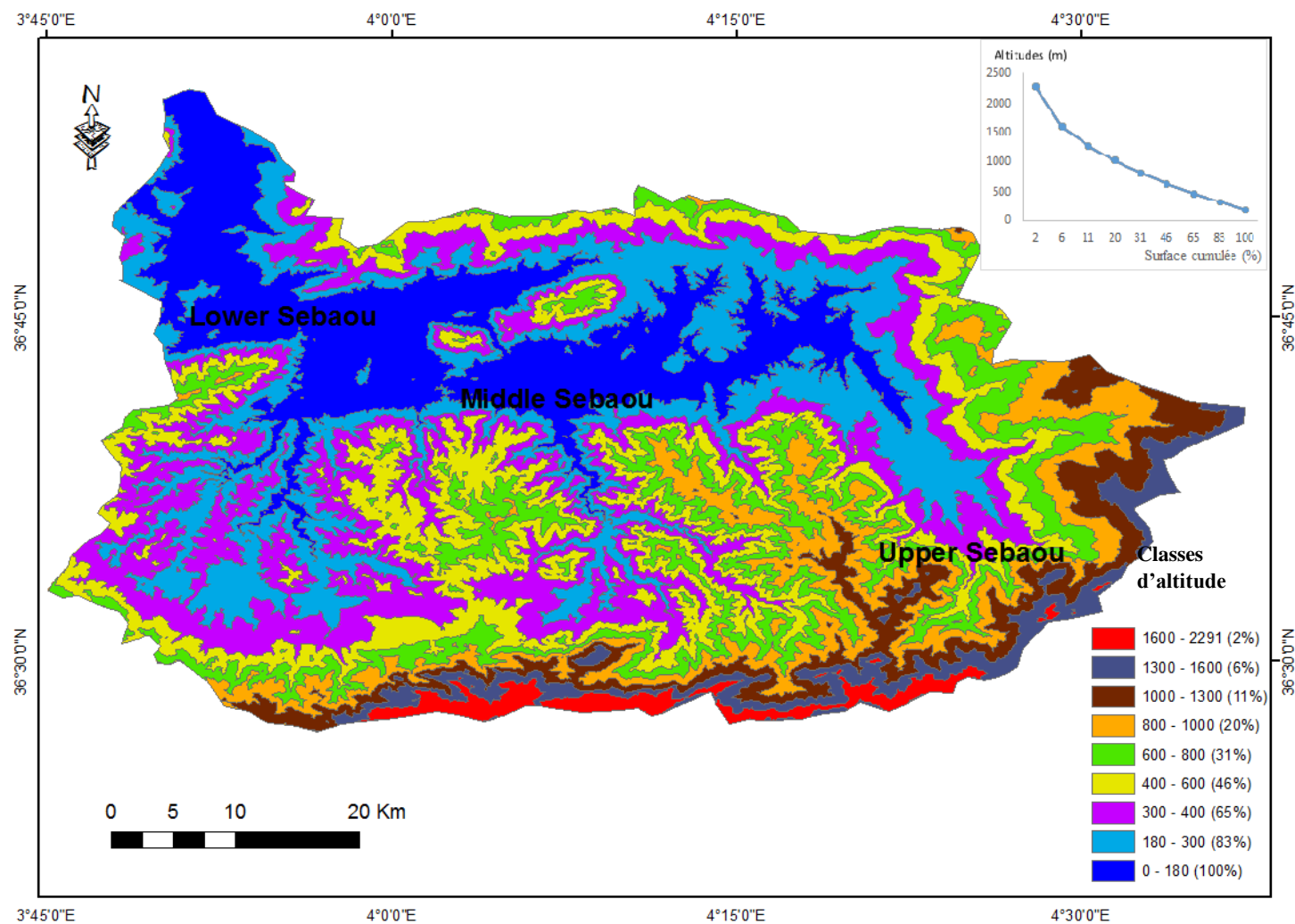


Figure 2- 3 : La courbe hypsométrique du bassin de Sebaou à l'aide du logiciel ArcGis

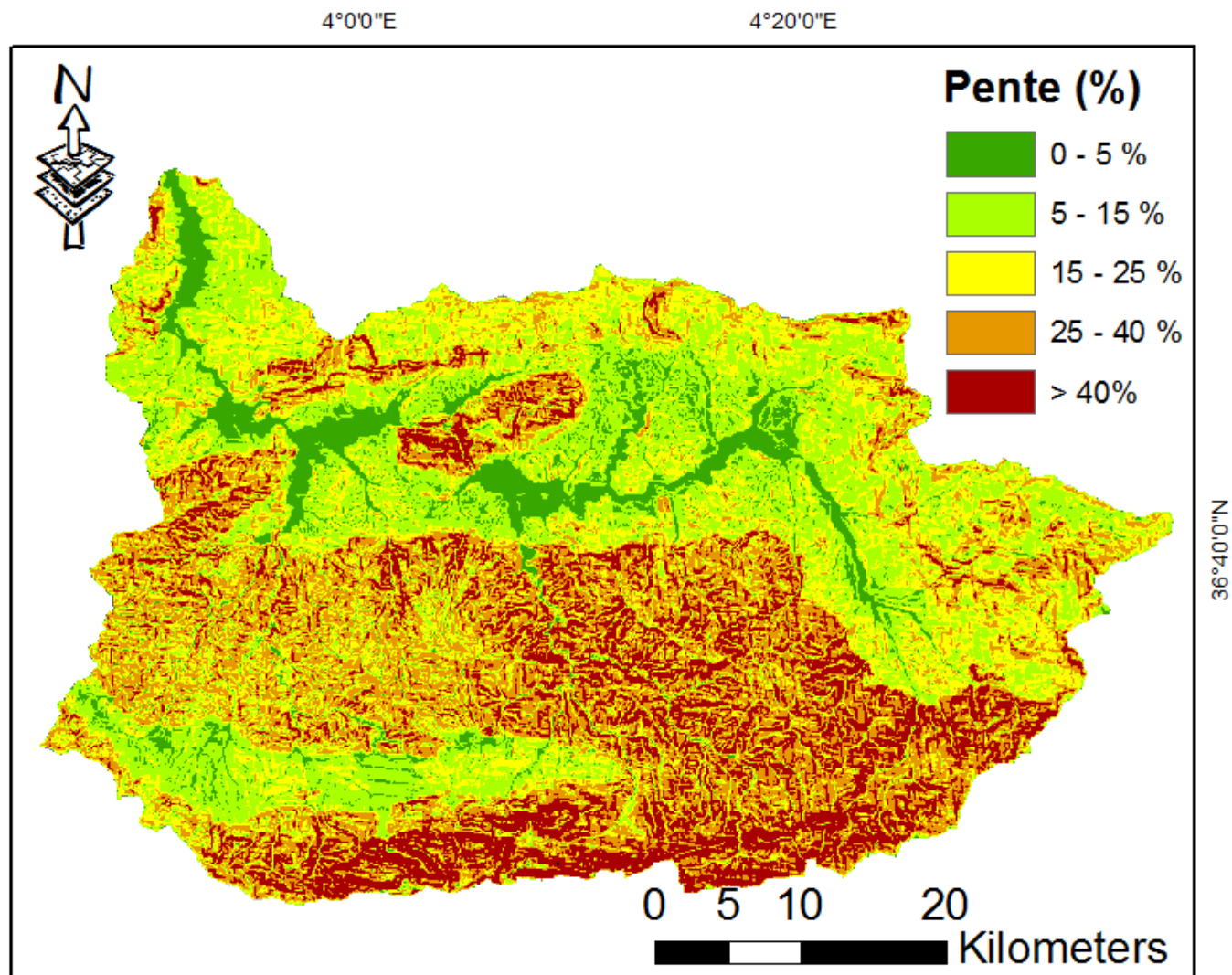


Figure 2- 4 : Carte des pentes du bassin de Sebaou à l'aide du logiciel ArcGis

2.1.5. Lithologie

La perméabilité du sol et de sous-sol d'un bassin versant est liée à la nature géologique qui conditionnera l'infiltration, le ruissellement ainsi que l'évaporation (Benhassaine ,1980). Mise à part les formations perméables de la chaîne calcaire de la plaine alluviale de l'oued Sébaou, les autres formations telles que celles du socle Kabyle, de Miocène post nappe et des flyschs qui occupent la majeure partie du bassin versant, sont généralement imperméables.

2.1.6. Aperçu géologique

Le bassin versant de Sebaou est constitué par des formations d'âge paléozoïque à quaternaire affectées d'une tectonique souple et cassante. L'orogénèse alpine est la plus caractéristique de la région. Du point de vue intérêt hydrogéologique, seules les formations alluvionnaires du quaternaire et les formations jurassiques et crétacées du Djurdjura (chaîne calcaire) jouent un rôle de réservoir, quant au Miocène marneux son rôle substratum imperméable pour la nappe du quaternaire n'est pas négligeable (*Djemai and Reynauld, 1985*). La vallée de l'oued Sebaou est une dépression comblée d'alluvions formant un complexe de terrasses. Dans le haut Sébaou les terrasses sont étagées cette structure a une incidence sur l'alimentation de la nappe alluviale du fait qu'elles sont susceptibles de renfermer des nappes à entités hydrauliques bien individualisées. Par ailleurs, le système des terrasses est emboîté dans le bas Sebaou ; d'où l'existence de relation hydraulique entre elles favorisant ainsi une alimentation latérale.

Les bordures et le lit mineur de la vallée de l'oued Sebaou sont formés par des marnes imperméables ou argile de l'Oligocène au Pliocène (ANRH). La vallée de l'oued Sebaou est située au Nord de la grande Kabylie. Elle correspond à un bassin miocène occupant la grande zone synclinale qui s'étend principalement d'Azzazga à Dellys et fait partie de la chaîne des Maghrébines résultant des cycles orogéniques (mécanismes de formation des montagnes) hercyniens et alpins. Selon la structure, on distingue trois ensembles géologiques représentés par : Les zones internes ou " Domaine kabyle" ; la zone des flysch et les zones externes ou "Telliennes". Les bordures de la vallée du Sébaou sont formées essentiellement par:

- ✓ Des marnes et argiles du Miocène dans le haut et moyen Sébaou.
- ✓ Des schistes et micaschistes dans le moyen Sébaou.
- ✓ Des grés du Miocène, des argiles et marnes des unités charriées (unité tellienne, le numidien et les olistostromes) dans le bas Sébaou.

Les unités morpho-structurales du bassin versant de Sebaou sont les suivantes (Figure 2-5):

- ✓ La principale et première unité est la chaîne du Djurdjura qui culmine à Lala Khadija à 2308m et Ras Timedouine à 2305m. La chaîne du Djurdjura est présente sous forme d'une courbe étroite et peu étendue et qui se termine par le massif de Chellata.
- ✓ La deuxième unité est le socle Kabyle qui domine le bassin de Tizi Ouzou au Nord et garantit la transition avec la chaîne du Djurdjura au Sud.
- ✓ La chaîne littorale d'altitude 600m à l'Ouest et 1278m à l'Est forme la limite septentrionale du bassin versant de Sebaou.
- ✓ Le synclinale marneux du Miocène 'post-nappes' de Tizi Ouzou, se délimite entre la chaîne littorale au Nord et le socle Kabyle au Sud.
- ✓ L'oued Sebaou traverse toutes les unités morpho-structurales de la région où il expose l'élément unité (Benhassaine, 1980).

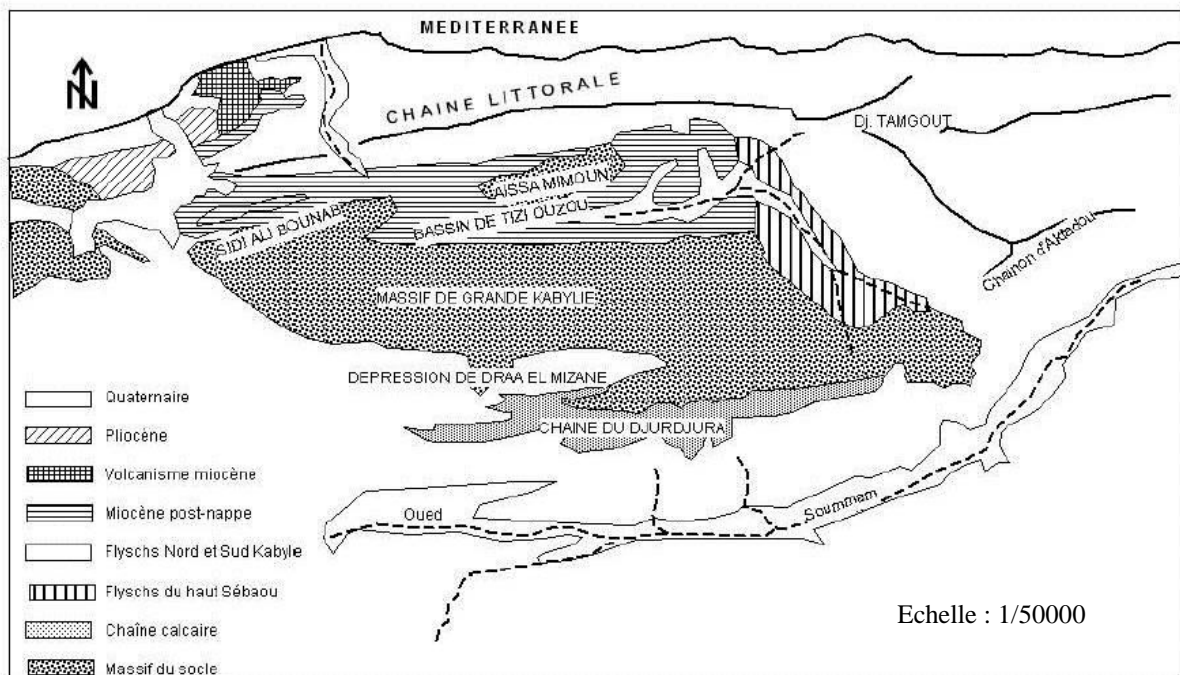


Figure 2-5 : Carte d'unité morpho structurale (ANRH)

2.1.7. Végétation du bassin de Sebaou

Le couvert végétal joue un rôle extrêmement important, dans la protection des sols contre l'érosion par son action atténuante des crues et des averses particulières, en réduisant et en ralentissant le ruissellement superficiel. La végétation de Sebaou est de type méditerranéen, elle est caractérisée par des cultures et des forêts sur les zones de montagne. L'absence d'une couverture végétale arbustive dense augmente le phénomène d'érosion et contribue à des dommages tels que la perte de terres cultivables et l'envasement des structures hydrauliques

existantes dans le bassin fluvial. Elle est caractérisée dans son ensemble par trois étages bioclimatiques bien distincts (Figure 2-6).

Les cultures : elles sont accumulées dans les plaines, il s'agit de l'arboriculture et les superbes champs des cultures maraîchères, auxquelles s'ajoutent laurier rose et le roseau dominant les zones incultes et inondables.

Les maquis : déterminant en particulier les zones intermédiaires, constitués principalement de très denses champs d'oliviers et de petites parcelles de figuiers et par quelque peuplement de chêne liège (la chaîne littorale) et de chêne vert, complétés par une végétation arbustive assez basse qui reflète l'état de dégradation de la végétation dans la région.

Les forêts : qui occupent les zones montagneuses et figurées généralement par le chêne vert, le chêne liège et le pin d'alèpe.

Malgré sa différenciation, le couvert végétal du bassin de Sebaou demeure très dégradé et n'occupe qu'environ 20% de la surface totale. Cette dégradation due certainement à l'activité humaine (défrichements, coupes, incendies...) qui expose la région à une forte érosion et une décroissance activée des sols fertiles surtout en haute montagne. L'absence d'une couverture végétale arbustive dense favorise le phénomène de l'érosion et provoque des dégâts tels que, les pertes des terres cultivables et l'envasement des ouvrages hydrauliques existants au niveau de ce bassin. La végétation est très dense en haut sebaou. En basse altitude, l'arbre dominant est l'olivier. Sur les bords du Djurdjura, le chêne et le cèdre dominant. Dans le chapitre 6, les cartes d'évolution de l'occupation du sol de Sebaou sont exposées.

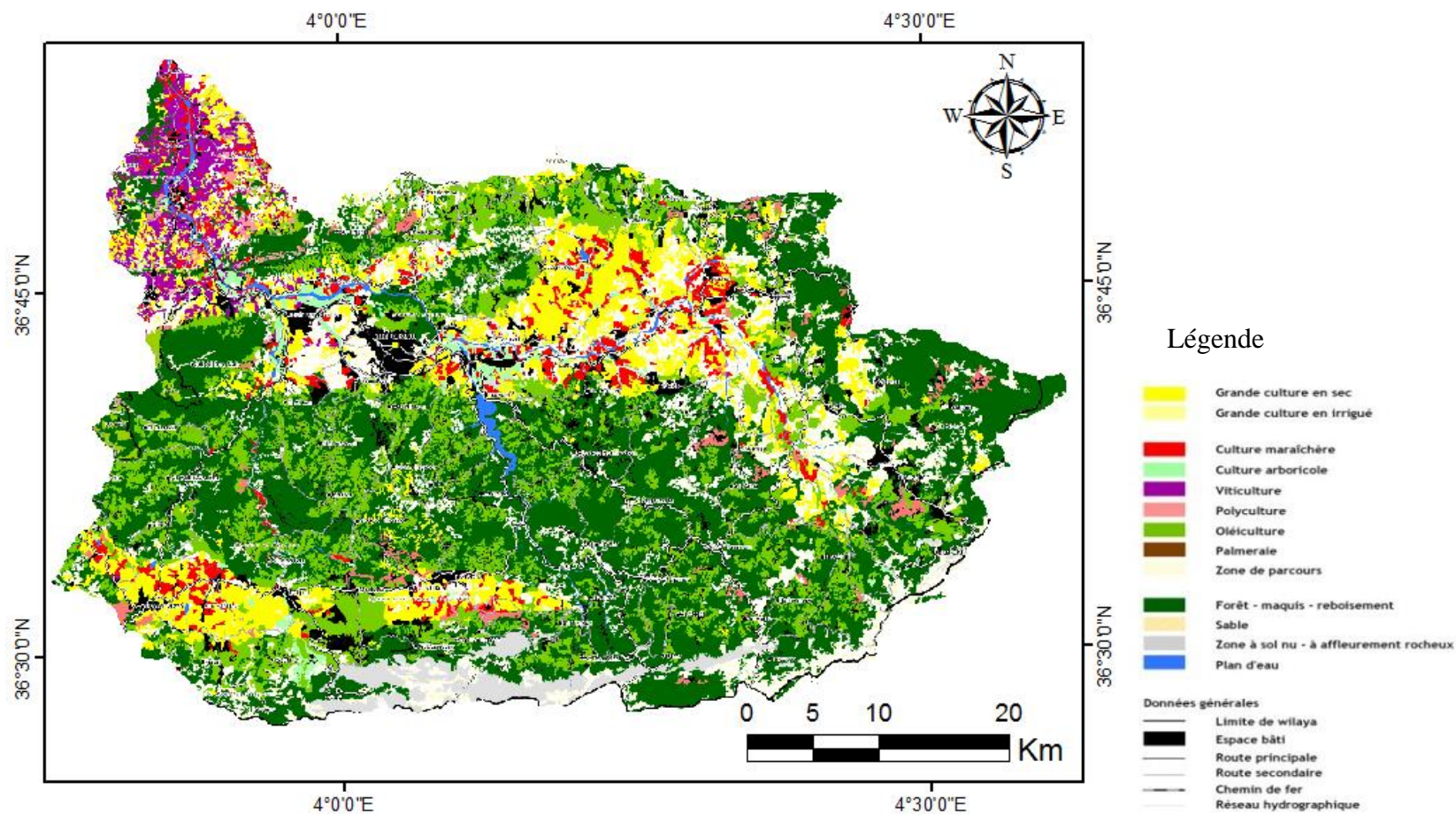


Figure 2-6 : Carte d'occupation du sol du bassin de Sebaou, assemblage des cartes de l'INSID 2011 (Ministère de l'agriculture et du développement rural)

2.1.8. Sismologie

Le bassin de Sebaou est connu par son activité sismique moyenne à importante, ceci est dû au phénomène de réajustement par des failles qui se produit dans les zones profondes. C'est une zone d'affaissement permanent, depuis les miocènes et même actuellement, elle est comprise entre deux blocs positifs ascendants qui sont l'Atlas au sud et le sahel au nord, ils sont l'origine du tremblement de terre, par leurs manifestations du contact entre la plaine et la montagne sur une grande partie du nord Algérien.

2.2. Présentation du réseau hydrographique de Sebaou

L'oued Sebaou avec une longueur d'environ 97 km et une direction Est-Ouest ; depuis sa source (Djurdjura oriental) jusqu'à la mer méditerranée, en trois directions différentes : La haute vallée (haut Sebaou) : s'étend depuis la source (Assif N'Boubhir) jusqu'à la gorge du Belloua où l'oued Sebaou suit une direction : NNW – SSE. La moyenne vallée (moyen Sebaou): forme un premier coude avec la haute vallée, l'oued Sebaou prend une direction : NE – SW. La basse vallée (bas Sebaou): forme un deuxième coude au niveau de Tadmait et marque le changement de direction de l'oued Sebaou qui devient NNW – SSE. Le drainage du réseau hydrographique est très dense, s'effectue par une multitude d'affluents plus ou moins long. Les affluents de rive droite proviennent de la chaîne littorale au nord du bassin versant et ne dépassent pas une quinzaine de kilomètres de long.

L'oued Dis qui présente le plus fort débit prend sa source au Dj. Tamgout à 1278m d'altitude et débouche dans l'oued Sébaou à la rencontre du premier coude majeur de l'oued à hauteur du village de Freha. Les cours d'eau de la rive gauche naissant dans le socle de la grande Kabylie: L'oued Sebaou lui-même et ses deux principaux affluents sud prennent naissance dans la chaîne du Djurdjura. Les quatre torrents confluent après cinq kilomètres de parcours pour former le haut Sebaou, nommé généralement Actif N'Boubhir.

Dans la haute vallée, l'oued suit une direction SSE-NNW, jusqu'à un premier coude majeur, localisé entre Azazga et Freha. Dans la moyenne vallée, l'oued coule suivant une direction Est-Ouest dans le synclinal Miocène de Tizi-Ouzou. Dans la basse vallée, on assiste à une nouvelle orientation du tracé. Vers Tadmait l'oued effectue un nouveau coude majeur et se met à couler suivant une direction parallèle à celle de sa direction amont, pour déboucher en mer, à l'Ouest de Dellys. Dans cette section la terrasse la plus basse extrêmement étendue ennoie toute la plaine alluviale, l'oued n'est plus adapté à la structure géologique dans cette région, car il coupe en classe la chaîne littorale et les chaînons côtiers (*Benhassaine, 1980*).

L'oued Bougdoura prend sa source à 1900m d'altitude. Le profil longitudinal très relevé dans la section amont, s'abaisse rapidement, et au contact de la plaine, s'insinue entre les inters fleuves. L'oued Aissi prend sa source à 2000m d'altitude. C'est l'affluent qui a le plus fort débit et qui est responsable des modifications du tracé du lit de l'oued Sebaou. En effet l'oued Aissi débouche dans l'oued Sébaou juste en amont des gorges du Belloua. L'oued Sebaou débute à l'Est de la chaîne du Djurdjura par l'intermédiaire de quatre torrents qui naissent entre le col de Tirourda à 2200m d'altitude et le col de Chellata à 2100m d'altitude.

La variation saisonnière du ruissellement est similaire à celle des précipitations, le ruissellement entre novembre et avril représente environ 70 % du ruissellement annuel moyen. Le débit annuel moyen varie de 33 Mm³, pour le bassin versant supérieur de Sebaou, à 670 Mm³ pour le bassin versant inférieur de Sebaou. Les activités humaines se sont étendues dans le bassin versant du Sebaou au cours des quatre dernières décennies. Une augmentation rapide des prélèvements d'eau a été constatée, en raison de la croissance de la population et des besoins en eau de différentes sources ; agriculture, utilisation industrielle et consommation humaine.

En outre, il a été observé une surexploitation des eaux souterraines des aquifères existants dans la région (Haouchine 2015, 2016). Par conséquent, les CC liés aux AH ont affecté la diminution du débit des cours d'eau dans le bassin versant.

2.2.1. Barrage de Taksebt

Le barrage de Taksebt aux coordonnées 36° 24' 15" Nord 4° 45' 46" Est, est implanté à l'Oued Aissi (affluent du bassin du Sebaou), à environ 10 km au Sud-Est de la ville de Tizi-Ouzou. Il recouvre les territoires ruraux des communes d'Irdjen, l'Arbâa Nath Iraten, Beni Aïssi, Beni Douala et Aït Mahmoud. La digue de Taksebt est essentiellement constituée de plusieurs matériaux mis en place par couche de 0,3 m d'épaisseur.

Ce barrage a été mis en construction depuis 1995 et mis en eau en 2007, afin de satisfaire le besoin d'approvisionnement en eau potable et d'irrigation, avec une capacité de stockage de 180 millions de m³ et une hauteur de 76m, avec une superficie de bassin versant égale à 448 km². Il entretient la wilaya de Tizi-Ouzou à raison de 20 000 m³ par jour et alimente également les wilayas d'Alger, de Blida et de Boumerdes.

2.2.2. Ressources souterraines

Le potentiel hydrique en eaux souterraine, dans le bassin versant de Sebaou, est non négligeable. La région est alimentée à près de 40% par la nappe alluviale, renfermée dans les formations alluvionnaires de l'oued Sebaou, ayant pour origine l'infiltration des eaux ruisselées à partir des versants et des cours d'eau, qui débouchent vers l'exutoire du bassin.

2.3. Données de l'étude

Le bassin versant de Sebaou contient six sous-bassins, qui sont contrôlés par six stations hydrométriques sur les six oueds principaux, indiqués dans le tableau 2.1, de l'est vers le Nord-Ouest. La station de Baghlia draine l'ensemble du bassin (figure 2-1) sur une superficie d'environ 2400 km². Les données utilisés dans cette étude, pour dissocier les impacts des CC et AH, sont les précipitations (P), débit (Q) et évapotranspiration potentielle (ETP). Les données de précipitation et de débit sont collectées auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) d'Alger, pour les périodes d'observation 1968/1969 - 2011/2012 et 1968/1969 - 2000/2001 pour les précipitations et le débit respectivement.

Tableau 2. 1 : Caractéristiques des stations hydrométriques

Code	Nom	Long. (°E)	Lat. (°N)	Oued	Surface drainée (Km ²)	Z(m)	Période d'obs.
021513	Boubrone	4.3293	36.7309	O. Boubhir	480	140	1968-69/2000-01
021605	Freha	4.3011	36.7489	O. Dis	100	130	1968-69/2000-01
021715	RN30	4.1219	36.6553	O. Aissi	460	110	1968-69/2000-01
021803	Belloua	4.0806	36.7239	O. Sebaou	620	90	1968-69/2000-01
021909	RN25	3.9331	36.6769	O. Bougdoura	580	60	1968-69/2000-01
022001	Baghlia	3.8622	36.8061	O. Sebaou	2400	25	1968-69/2000-01

Dans cette étude, une seule station représentative, dans chaque sous-bassin, est prise en compte avec un minimum de lacunes observées à l'échelle mensuelle. Les caractéristiques des stations de précipitations sont illustrées dans le tableau 2.2.

Tableau 2. 2 : Caractéristiques des stations pluviométriques

Code station	Nom station	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Z(m)	Période d'obs.
21501	T Boubhir	4.3879	36.6375	220	1968-69/2011-12
21607	Souk el haad	4.2485	36.7994	320	1968-69/2011-12
21712	Beni Yenni	4.2001	36.5821	840	1968-69/2011-12
21805	L'arbaa Makouda	4.0723	36.7839	470	1968-69/2011-12
21908	Tamelhat	3.7996	36.5968	580	1968-69/2011-12
22002	Baghlia village	3.8576	36.8155	30	1968-69/2011-12

Les données retenues sont testées et comblées par les stations voisines, après avoir effectué le test de double masse et vérification de la corrélation entre ces stations. Certaines stations pluviométriques présentent de longues séries d'observation (1910-2013), néanmoins, il existe des périodes dépourvus de mesures, durant la période allant de 1962 à 1967.

Les séries de données de température sont fournies par l'office national de la météorologie (ONM) d'Alger. Ces séries sont complétées par des données de température provenant du site web : <https://globalweather.tamu.edu/>. Les données mensuelles d'évapotranspiration potentielle ETP sont calculées, pour la période 1968/1969 - 2011/2012, en utilisant la formule de *Thornthwaite* (*Thornthwaite, 1948*) et en appliquant le package "SPEI" pour R (*Beguería et al., 2017a*) ;(*Beguería et Vicente-Serrano 2017*). Le tableau 2.3 présente les valeurs statistiques des précipitations annuelles, du ruissellement et de l'évapotranspiration dans le bassin.

Tableau 2. 3 : Valeurs statistiques des précipitations, débit et ETP à l'échelle annuelle du bassin de Sebaou

Variable	Moyenne (mm)	Max (mm)	Min (mm)	Rapport extremes	Coeff de variation Cv	Periode de crue (%)	Période sèche (%)
Pluie	900	1536	356	4.31	0.24	59	39.5
Débit	240	1300	4	325	0.60	18.5	2
ETP	940	1100	850	1.3	0.08	-	-

Chapitre 2 : Présentation de la Zone d'étude et données utilisées

Les séries de précipitations mensuelles confirment un ajustement approprié à partir de plusieurs modèles, comme la loi Gamma en utilisant le test Kolmogorov-Smirnov KS, au seuil de signification de 5 % (tableau 2.4).

Selon (Edwards, 1997), la distribution Gamma est la plus appropriée pour ajuster les séries chronologiques de précipitations mensuelles. L'approche du meilleur ajustement mensuel (best monthly fit, BMF), est basée sur le test KS (Siegel and Castellan, 1988 ; Vicente-Serrano et al., 2012). Elle est utilisée pour comparer une série de données mesurées avec une distribution de probabilité de référence. La statistique D (tableau 2.4) est la différence (distance) verticale maximale entre les fonctions de distribution empirique et cumulative. Les courbes d'ajustement des pluies sont données dans l'annexe I.

Tableau 2. 4 : Résultats d'ajustement à la loi de Gamma des précipitations mensuelles et test d'adéquation par le test de Kolmogorov-Smirnov.

Code	Nom station	Pmoyenne (mm)	σ (mm)	Paramètres de Gamma		Kolmogorov-Smirnov	
				k	beta	D statistic	p-value
21501	T Boubhir	77.85	77.89	0.9989	77.9351	0.1004	< 0.0001
21607	Souk el haad	84.69	90.78	0.8704	97.3003	0.1131	< 0.0001
21712	Beni Yenni	72.76	74.70	0.9487	76.6925	0.0804	0.0021
21805	L'arbaa Makouda	67.99	75.24	0.8165	83.2638	0.1160	< 0.0001
21908	Tamelhat	64.00	68.47	0.8737	73.2504	0.0806	0.0020
22002	Baghlia village	65.73	69.17	0.9030	72.7945	0.1295	< 0.0001

k et beta sont les paramètres de la loi Gamma et D statistic est la différence verticale maximale entre les fonctions de distribution empirique et cumulées.

▪ Traitement et comblement des données

Le contrôle et le traitement des données hydrométéorologiques est une étape importante dans les études d'impact des CC sur le débit écoulement dans les bassins versants. L'estimation des données manquantes à une station est effectuée à partir des données dérivant des stations voisines dominées par les mêmes conditions climatiques et situées dans la même zone géographique. Les méthodes utilisées pour le comblement des données pluviométriques sont ; soit remplacer la donnée manquante par celle de la station la plus proche ; remplacer la valeur manquante par la moyenne des stations voisines (si les précipitations moyennes annuelles de la station à compléter ne diffèrent pas de plus de 10% des précipitations moyennes annuelles aux stations de référence), ou bien remplacer la valeur manquante par une moyenne pondérée par la tendance annuelle des stations pluviométriques. Dans cette étude et pour le pas de temps

Chapitre 2 : Présentation de la Zone d'étude et données utilisées

mensuel une seule station représentative, dans chaque sous-bassin, est prise en compte avec un minimum de lacunes observées. Les valeurs manquantes dans les séries de données sont reconstituées en utilisant les trois méthodes, citées ci-dessus, ainsi que la méthode de double masse (pour vérifier l'homogénéité des séries observées) (Figure 2-7).

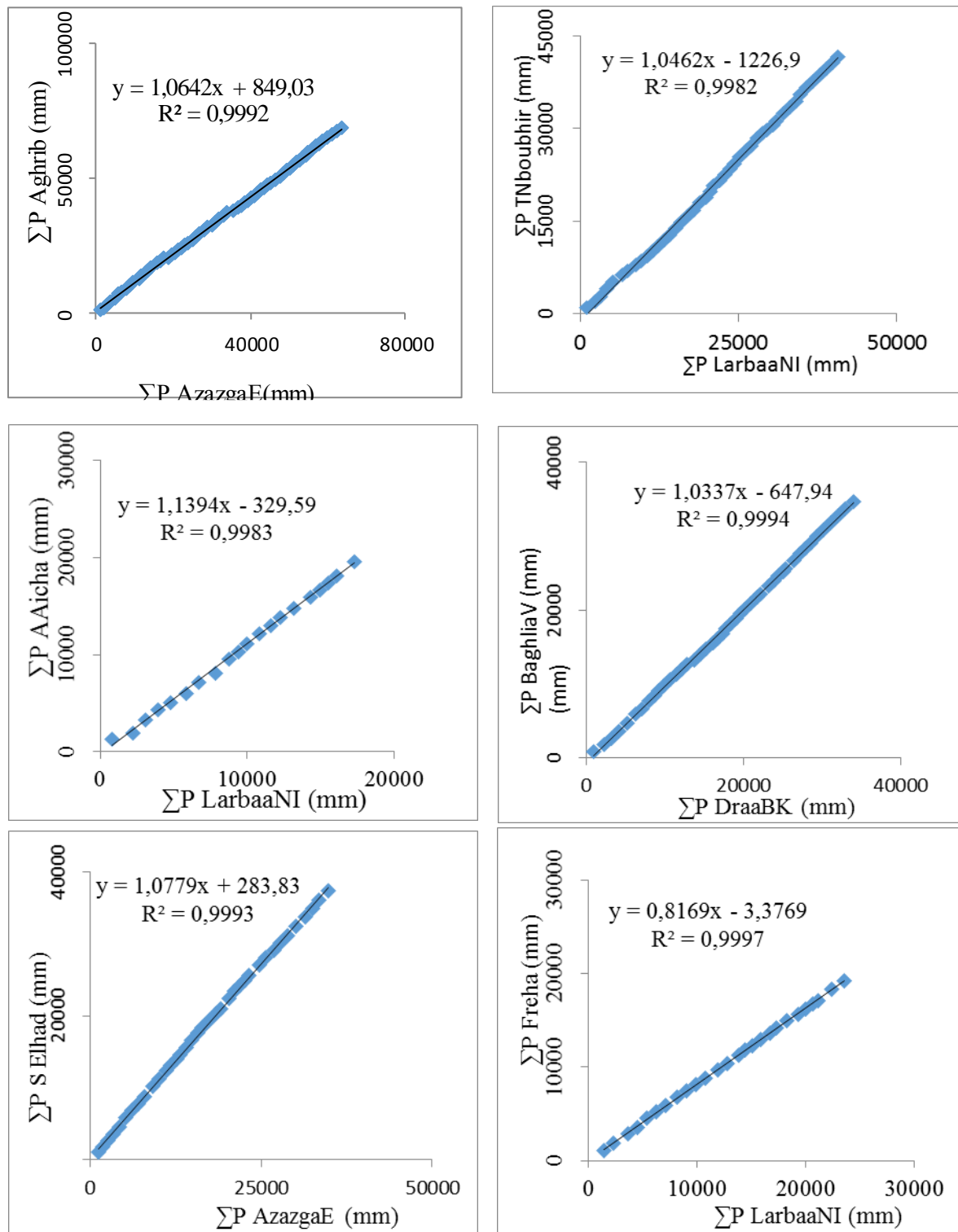


Figure 2-7 : Test de double masse appliqué aux pluies annuelles du Sebaou (R^2 ; coefficient de corrélation, Y ; équation de régression).

2.4. Modélisation du bassin versant de sebaou par le SIG

2.4.1. Définition d'un SIG

La définition du SIG (Système d'information géographique) est donnée par la Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection (1989) : « un SIG est un système informatique permettant, à partir de diverses sources, de rassembler et organiser, de gérer, de combiner, d'élaborer et de présenter des informations localisées contribuant notamment à la gestion de l'espace ». Le SIG s'avère un outil puissant au travers de sa capacité à représenter la réalité sous la forme de cartes thématiques par couche d'information (*layer* –distribution spatiale d'une catégorie d'entité paramétrable). Un SIG permet aussi de croiser les données de sources différentes (*overlay*). Une autre propriété fondamentale est la possibilité de gérer une large base de données (SGBD). Les SIG sont très sollicités dans le domaine de l'hydrologie actuelle, vu leur intérêt majeur dans la modélisation des bassins versants, la cartographie des zones inondables, le suivi de sécheresse, la modélisation hydrologique,..etc. (Charifi et al., 2006).

2.4.2. Extraction des informations du bassin de Sebaou à partir du MNT

Afin de déterminer le réseau d'écoulement du bassin versant, à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT), on utilise l'un des outils Arc Hydro Tools ou HEC-GeoHMS du logiciel ArcGIS. Ce MNT doit être projeté selon les coordonnées métriques (UTM) Univesal Transverse Mercator. Par définition le MNT est une grille d'élévation composée d'une matrice de pixels géo-référencée, qui représente l'altitude par rapport au niveau moyen des mers. Généralement ces MNT sont présentés au format raster et peuvent être exploités directement dans les SIG. On peut aussi en extraire les courbes de niveau, la carte des pentes, carte du relief et exposition. En hydrologie, on peut exploiter les MNT, après traitement spécifique, pour délimiter les bassins, les sous bassins, le réseau hydrographique ainsi que les caractéristiques hydro-morphométriques des bassins versants. Pour le bassin de Sebaou la projection adoptée est UTM zone 31, système géodésique WGS 84. Le MNT de notre zone d'étude, de 30m de résolution type SRTM, est téléchargé à partir du site web <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Le MNT du bassin de Sebaou est présenté dans la figure 2-8.

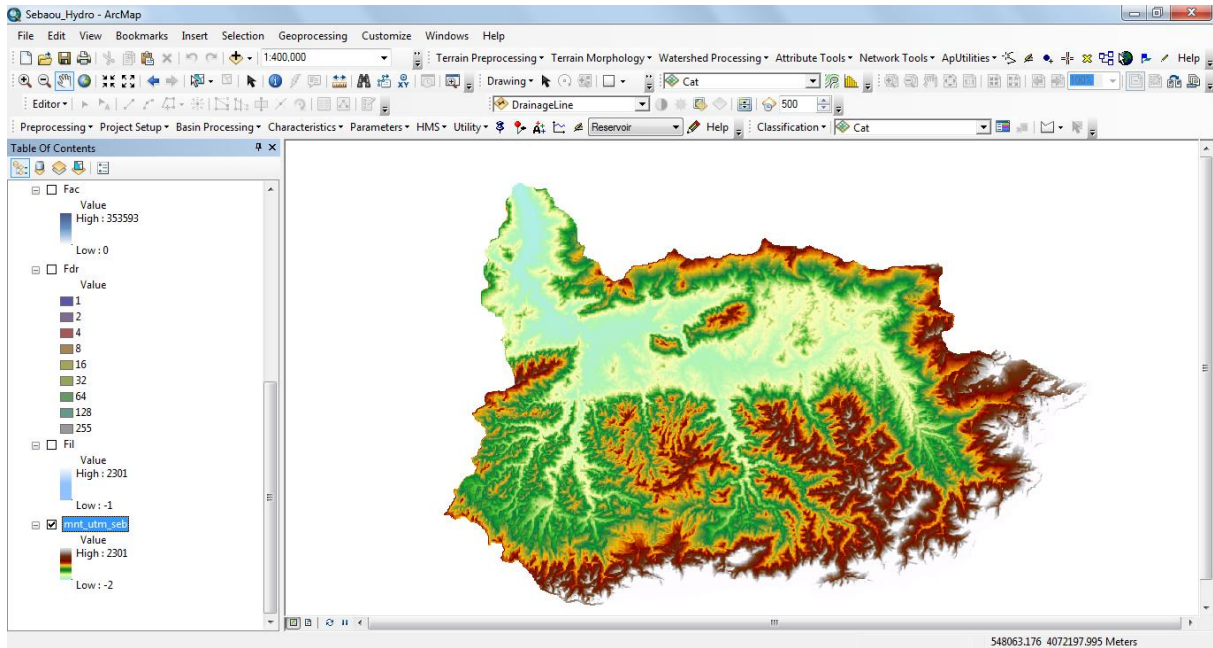


Figure 2- 8 : Modèle numérique de terrain du bassin de Sebaou

Après avoir corrigé le MNT par la fonction Fill sinks, on détermine la direction de l'écoulement par la fonction Flow direction (FDR). L'algorithme de cette méthode définit 8 directions de l'écoulement, pour chaque cellule de terrain, comme montre la figure 2-9. La fonction Flow accumulation (Fac) détermine les flux de l'écoulement en raster (Figures 2-16).

1 = east, 2= southeast,
 4 = south, 8 = southwest,
 16= west, 32=northwest,
 64 = north, 128=northeast.

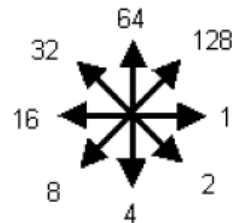


Figure 2- 9 : La fonction FDR

La définition du réseau d'écoulement est obtenue par la classification des cellules de flux d'écoulement en fonction d'un seuil, choisi par l'utilisateur (Figure 2-10).

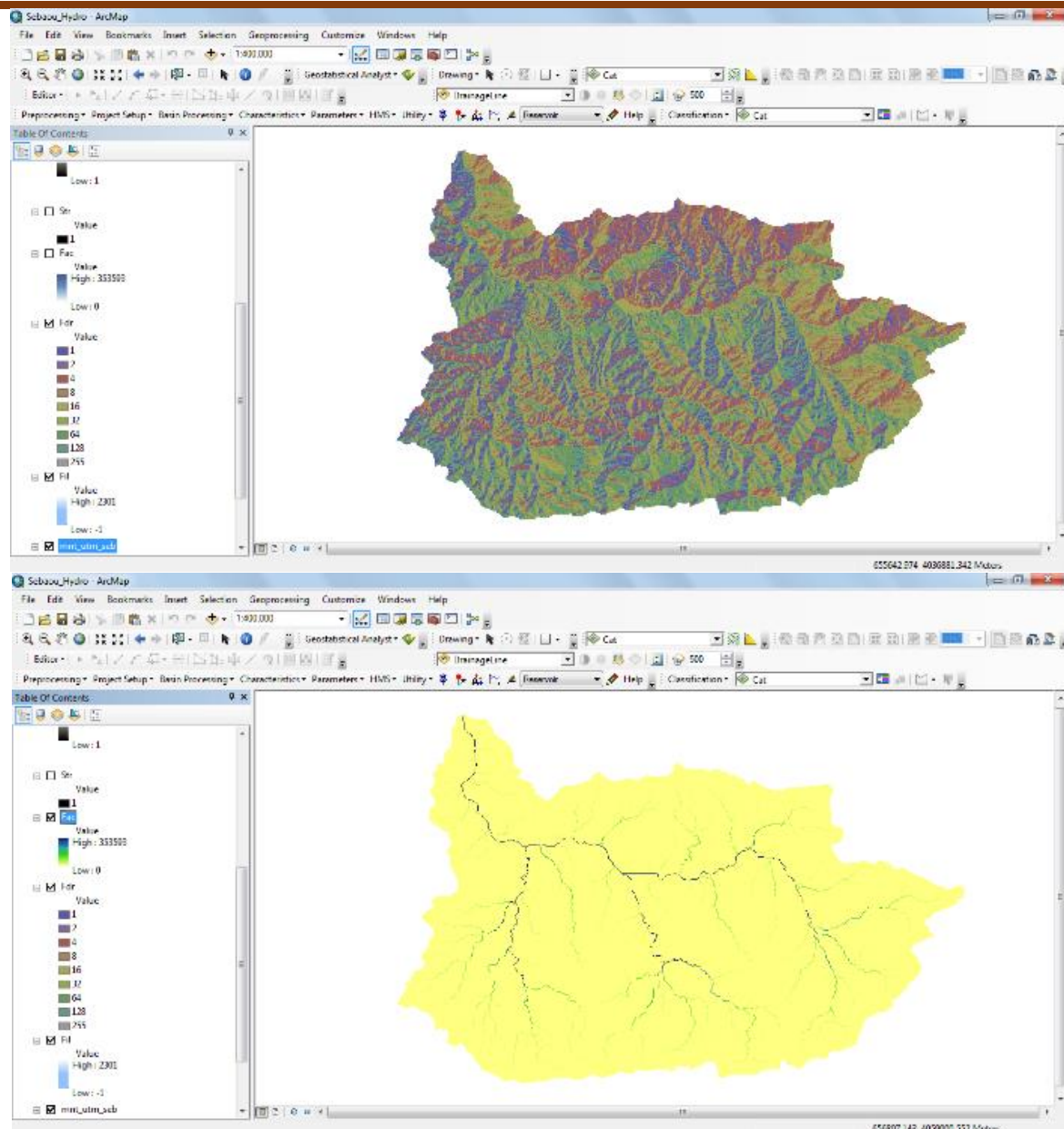


Figure 2-10 : FDR et Fac du bassin de Sebaou

L'étape suivante est la détermination des sous bassins et leurs limites par les fonctions Catchment Grid Delineation et catchment polygon processing (Figure 2-11).

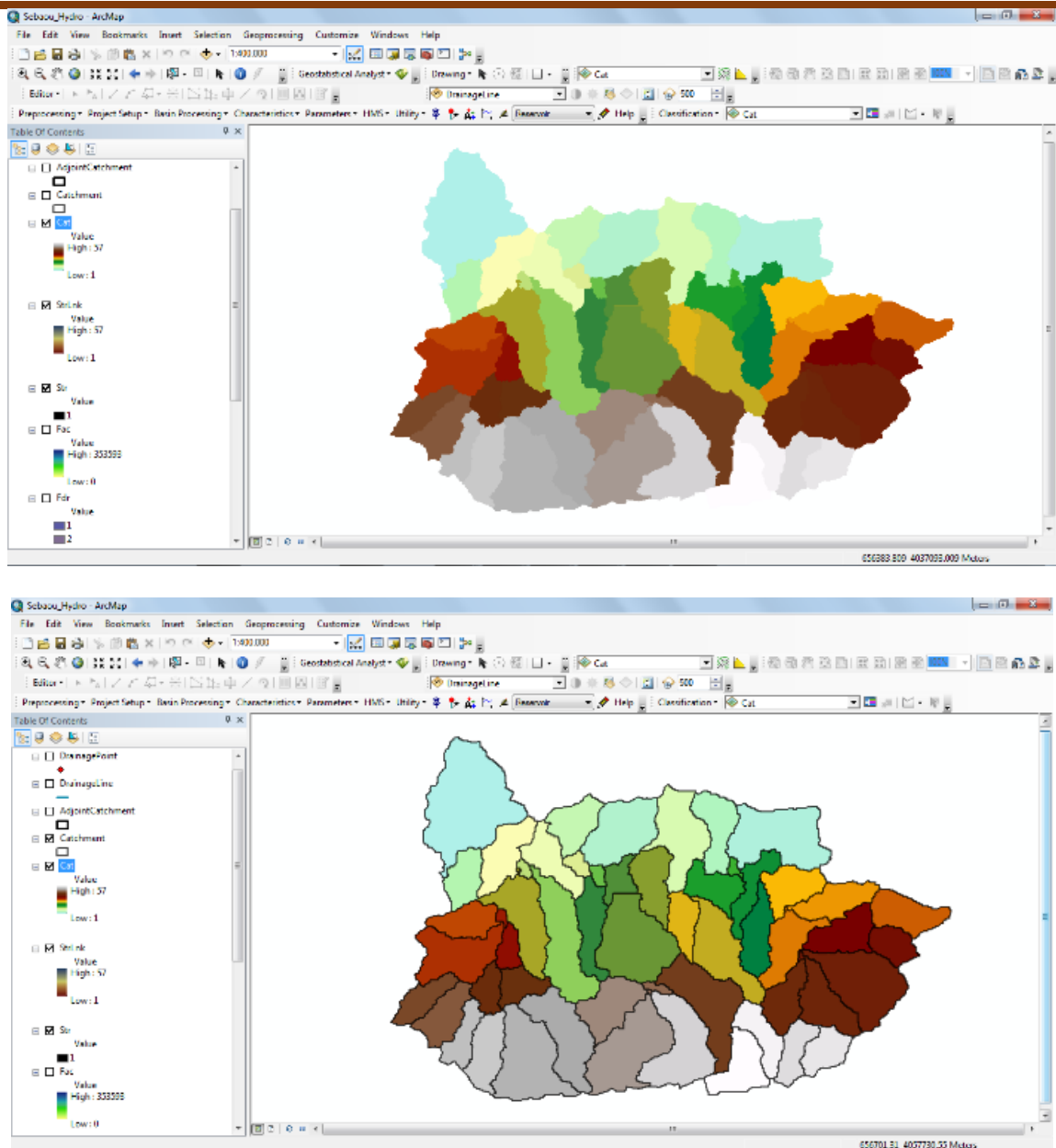


Figure 2- 11 : Définition des sous bassins

Chapitre 2 : Présentation de la Zone d'étude et données utilisées

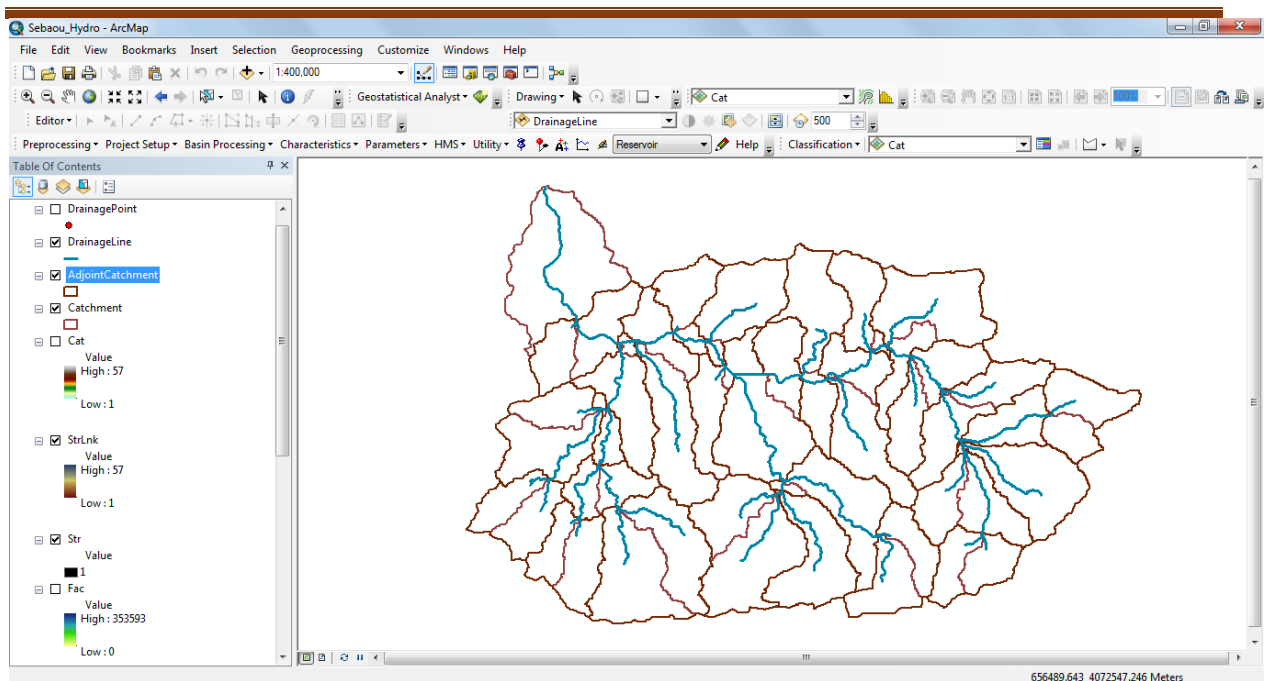


Figure 2- 12 : Définition du réseau d'écoulement

Et enfin, comme montrent les figures 2-12 et 2-13, le réseau d'écoulement et les points de confluences sont déterminés à partir des fonctions Drainage Line Processing et Drainage point.

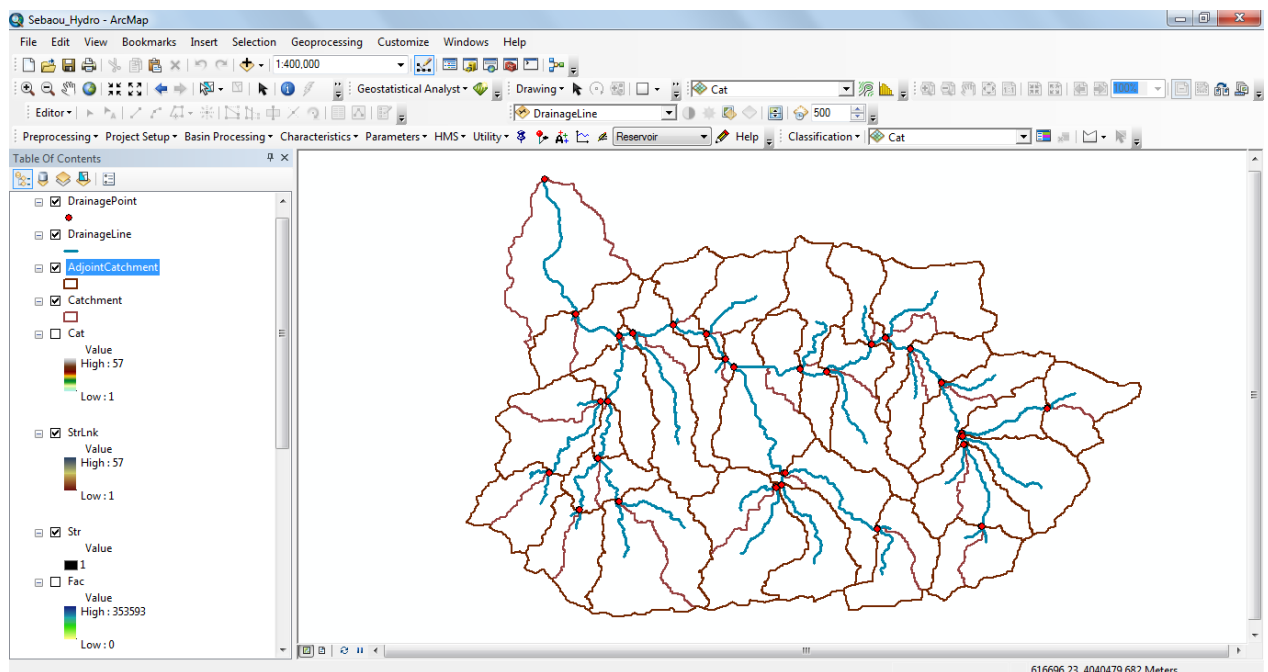


Figure 2- 13 : Définition des confluences

2.5. Conclusion

La connaissance de la situation du bassin étudié, son relief, les conditions climatiques, géologiques et pédologiques, ainsi que du réseau hydrographique présente un intérêt primordial dans les études de changement climatiques et leurs impacts sur le ruissellement et les ressources en eau dans la région. De même le traitement et l'analyse des données utilisées, dans cette étude, ont permis de mieux cerner la problématique des CC et AH, aussi d'étudier la variabilité de ces données et de quantifier l'impact de ces facteurs sur la diminution des débits des cours d'eau dans le bassin de Sebaou. En outre l'emploi du SIG (ArcGIS) a permis d'utiliser, d'une manière efficace et pratique, le MNT pour extraire les informations liées à l'hydrologie (réseau de l'écoulement, bassin et sous bassins associés, caractéristiques hydro-morphométriques). Cela nous montre l'intérêt de l'utilisation de ces systèmes en science hydrologique.

Chapitre 3

Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)

Chapitre 3 Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)

3.1. Introduction

Pour évaluer et séparer les impacts des CC et AH, il est nécessaire d'analyser les tendances et les points de rupture sur les séries observées des précipitations (P), l'évapotranspiration (ETP) et des débits (Q) à différentes échelles (annuelle, saisonnière et mensuelle). La variation de l'ETP n'a pas une influence profonde sur le bilan hydrique, en raison de sa variabilité temporelle, qui est relativement faible par rapport aux pluies et au ruissellement.

3.2. Détection des tendances et des points de rupture

Pour analyser la variabilité des précipitations et du ruissellement, les indices *SPI*, *SQI* et *SPEI* sont d'abord calculés, pour les différentes échelles de temps de 1, 3, 6 et 12 mois, puis les tests de Mann-Kendall et Pettitt sont appliqués pour détecter les tendances significatives de ces séries.

3.2.1. Estimation de l'indice standardisé des variables

L'indice de précipitation standardisé *SPI* (Nicholson Rainfall Index) (*Nicholson, 1994*) est l'indice standardisé développé en 1993 par *McKee et al.* pour définir les déficits pluviométriques pour une période d'observation donnée (*McKee et al., 1993*). Le *SPI* peut être appliqué avec d'autres données hydro météorologiques, tels que le débit *Q*, l'ETP, etc...

$$SPI = \pm t - \left[\frac{c_0 + c_1 t + c_2 t^2}{1 + d_1 t + d_2 t^2 + d_3 t^3} \right] \quad (3.1)$$

Avec,

$$t = \sqrt{\ln \frac{1}{((G(X))^2)}} \quad (3.2)$$

Et C_0, C_1, C_2, d_1, d_2 et d_3 sont des paramètres de calcul et $G(X)$ est la fonction Gamma.

$$G(X) = \frac{1}{\beta^\alpha \cdot \Gamma(\alpha)} X^{\alpha-1} \cdot e^{-\frac{X}{\beta}}, \quad X > 0 \quad (3.3)$$

Où, α : paramètre de forme, β : paramètre d'échelle ; X : quantité de précipitation et $\Gamma(\alpha)$: fonction Gamma.

L'indice de débit normalisé est statistiquement similaire à l'indice standardisé de précipitation SPI, le plus couramment utilisé présenté par McKee et al. (McKee et al., 1993) pour l'analyse de la sécheresse météorologique. Le SQI, pour une période donnée, est défini comme la différence entre le débit Q et \bar{Q} (la moyenne de la série) divisée par l'écart-type, dans l'intervalle de temps (McKee et al., 1993 ; Modarres, 2007), comme suit :

$$SQI = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma} \quad (3.4)$$

Dans lequel, Q_i est le débit dans l'intervalle de temps, \bar{Q} est la moyenne de la série et σ est l'écart type de la série. Pour les séries mensuelles, le SQI s'écrit comme suit :

$$SQI_t = \frac{Q_{v\tau} - \bar{Q}_\tau}{\sigma_\tau} \quad (3.5)$$

Avec,

$$\bar{Q}_\tau = \frac{1}{n} \sum_{v=1}^N Q_{v,\tau} \quad (3.6)$$

$$\tau = 1, \dots, \omega$$

$$\sigma_\tau = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{v=1}^n (Q_{v,\tau} - \bar{Q}_\tau)^2} \quad (3.7)$$

Où, v désigne l'année et τ désigne l'intervalle dans l'année, \bar{Q}_τ et σ_τ sont la moyenne et l'écart-type du mois τ et $\omega = 12$.

Afin de déterminer l'indice standardisé d'une variable étudiée (P, ETP, Q, ... etc), la probabilité cumulative, de cette variable, est déterminée après avoir calculé la distribution de probabilité appropriée (Zhao et al., 2020). L'indice standardisé est obtenu en appliquant la distribution gaussienne inverse (distribution normale) à la probabilité cumulée déjà calculée (Guttman, 1998). La probabilité d'une période sèche ($SPI < 0$) ou humide ($SPI > 0$) est déterminée par l'écart par rapport à la médiane (Tsakiris and Vangelis, 2004) ; (Nalbantis and Tsakiris, 2009) ; (Vicente-Serrano et al., 2010). Les indices SPI, SQI et SPEI suivent les mêmes critères de classification (Nalbantis, 2008), qui sont présentés dans le tableau 3.1. Cet indice standardisé offre la possibilité d'une comparaison spatio-temporelle, avec une flexibilité pour l'évaluation des déficits de la variable analysée sur une période cumulative (Barker et al., 2016) et sur

différentes échelles de temps (Vicente-Serrano et al., 2012) ; (Zou et al., 2018) ; (Zhao et al., 2020). Les détails de la détermination des indices standardisés sont présentés dans différentes études récentes telle que (Zhao et al., 2020).

Tableau 3.1 : Critères et description des indices standardisés (Moreira, 2006 ; Zarei, 2019)

State	Description	Critère	Symbole
1	Sécheresse extrême (Extremely dry)	$SPI < - 2.0$	ED
2	Sécheresse sévère (Severely dry)	$- 2.0 < SPI < - 1.5$	SD
3	Sécheresse modérée (Moderately dry)	$- 1.5 < SPI < - 1.0$	MD
4	Proche de la normale (Near normal)	$- 0.99 < SPI < 0.0$	NN
5	Normale (Normal)	$0 < SPI < 0.99$	N
6	Humidité modérée (Moderately wet)	$1.0 < SPI < 1.49$	MW
7	Très humide (Very wet)	$1.5 < SPI < 1.99$	VW
8	Humidité extrême (Extremely wet)	$SPI \geq 2.0$	EW

Les variables utilisées dans cette étude sont P, Q et P-ETP (précipitation moins évapotranspiration) pour calculer les indices SPI, SQI et SPEI respectivement, sur quatre échelles de temps différentes qui sont de 1, 3, 6 et 12 mois. Les packages ‘SCI’ et ‘SPEI’ pour RStudio sont utilisé dans ce contexte (Gudmundsson and Stagge, 2016). Les différents indices calculés suivent les mêmes critères de classification (Zarei, 2019) ; Moreira et al., 2006), présentés dans le tableau 3.1.

3.2.2. Test de Mann Kendall

Le test de Mann-Kendall (MK) proposé par MANN (Mann, 1945) et étendu par KENDALL (Kendall, 1948), est appliqué dans cette recherche, pour sa robustesse sur les données hydro-climatologiques. La statistique du test de Mann-Kendall est donnée par :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{Sgn}(X_j - X_i) \quad (3.8)$$

Où X_i et X_j sont les valeurs séquentielles des données et représentent la longueur d'enregistrement de l'ensemble de données, avec

$$\text{Sgn } \theta = \begin{cases} +1 & \theta > 0 \\ 0 & \text{si } \theta = 0 \\ -1 & \theta < 0 \end{cases} \quad (3.9)$$

Une valeur S positive indique une tendance à la hausse et une valeur négative indique une tendance à la baisse dans la série de données. La valeur statistique S est approximativement une distribution normale, avec la moyenne $E(S) = 0$ et la variance $\text{Var}(S)$ définie par l'équation (3.10) suivante :

$$\text{Var}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_1^p t_i(t_i-1)(2t_i+5)] \quad (3.10)$$

où p est le nombre de groupes liés dans l'ensemble de données et t_i est le nombre de points de données dans le i -ième groupe lié. La statistique S est approximativement distribuée normalement, avec :

$$Z = \begin{cases} \frac{(S-1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ \frac{(S+1)}{\sqrt{\text{Var}(S)}} & \text{si } S < 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \end{cases} \quad (3.11)$$

La valeur Z indique la présence ou non d'une tendance statistiquement significative. $Z > 0$ indique une tendance à la hausse et $Z < 0$ une tendance à la baisse sur la période étudiée. L'hypothèse nulle (H_0) indique l'absence de tendance et l'hypothèse alternative (H_a) indique la présence d'une tendance dans la série temporelle. Le niveau de signification est la probabilité de 5% et l'hypothèse nulle (H_0) est rejetée dans le cas de $z > 1.96$. L'identification des tendances par le test MK peut être compliquée s'il existe une corrélation sérielle, pour cela l'autocorrélation doit être supprimée avant de rechercher des tendances dans les séries temporelles étudiées (*Hamed and Rao, 1998*) ; (*Zhang et al., 2001*) ; (*Zou et al., 2018*) ; (*Yue et al., 2002*).

3.2.3. Test de Pettitt

Pettitt (1979), dérivé du test statistique de Mann-Whitney est adopté dans cette étude. Il s'agit d'un test non paramétrique qui ne nécessite aucune hypothèse sur la distribution des données. Ce test a été largement utilisé pour détecter les points de rupture dans les séries chronologiques hydrométéorologiques observées (*Taxak et al., 2014*). Ce test consiste à diviser la série principale de N éléments en deux sous-ensembles à chaque instant t entre 1 et $N-1$. La série principale présente un point de rupture à l'instant t si les deux sous-séries ont des

distributions différentes. Si l'hypothèse nulle H_0 d'absence de rupture est rejetée, une estimation de la date du point de rupture est donnée pour l'instant t , définissant le maximum en valeur absolue de la variable Ut_N :

$$K_N = \max |U_{t,N}| = \max \sum_{i=1}^{N-1} \sum_{j=1}^N D_{ij} \quad (3.12)$$

Avec,
$$D_{ij} = \text{Sign}(X_i - X_j) \quad (3.13)$$

Et
$$\left(\begin{array}{l} D_{ij} = 1 \text{ si } X_i - X_j > 0 \\ D_{ij} = 0 \text{ si } X_i - X_j = 0 \\ D_{ij} = -1 \text{ si } X_i - X_j < 0 \end{array} \right) \quad (3.14)$$

L'hypothèse nulle est l'absence d'un point de rupture. Dans le cas où la probabilité calculée par le test (p-value) est inférieure à 5 %, il existe un changement significatif dans les séries de données.

3.2.4. Estimateur de la pente de Sen (Sen's slope)

Sen (Sen, 1968) et Hirsch, et al. (1984) ont proposé l'estimateur non paramétrique de la pente basé sur la médiane afin d'évaluer l'ampleur de la tendance. Cette pente est estimée à l'aide de la formule (3.16) pour tous les $j > k$, (*Da Silva et al., 2015*).

$$\beta = \text{Médiane} \left[\frac{X_j - X_k}{j - k} \right] \quad (3.15)$$

Où, β est la médiane de toutes les combinaisons possibles de paires pour l'ensemble de données, X_j et X_k sont les valeurs des données aux temps j et k respectivement. Dans la série chronologique, β indique les tendances à la hausse ou à la baisse pour les pentes de Sen positives et négatives respectivement.

3.3. Application aux données du bassin de Sebaou

Afin de calculer les indices standardisés et d'appliquer les différents tests statistiques, exposés ci-dessus, aux données de Sebaou (P, P-ETP et Q), le logiciel RStudio est utilisé. Ce logiciel (open source) est téléchargé à partir du site web <http://www.rstudio.com/>. L'environnement R est une suite intégrée de logiciels pour la manipulation, le calcul et l'affichage graphique des données. Le terme "environnement" vise à le caractériser comme un système entièrement planifié et cohérent, plutôt que comme une accumulation progressive d'outils très spécifiques et rigides, comme c'est souvent le cas avec d'autres logiciels d'analyse

de données. L'utilisation du logiciel RStudio nécessite l'installation des packages, à partir du site <https://cran.usthb.dz/> (Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene). Pour le calcul des indices standardisés et l'analyse des tendances et points de rupture des données de Sebaou, on a installé l'ensemble de packages données ci-dessous (version RStudio 1.2.5033).

3.4. Résultats et discussions

3.4.1. Analyse des tendances et détection des points de rupture pour les séries hydroclimatiques

A) Analyse SPI, SPEI et SQI

Afin de déterminer les indices standardisés SPI, SQI et SPEI, sur des périodes étudiées dans le bassin versant de Sebaou, des séries de données mensuelles de précipitation P, de débit Q et (P-ETP) sont utilisées respectivement. Quatre échelles de temps sont analysées : 1, 3, 6 et 12 mois, afin d'approuver les tendances à court, moyen, saisonnier et long terme respectivement. Le calcul, sous RStudio, nécessitent l'installation des packages. Il existe différents packages sous RStudio qui permettent de calculer les indices standardisés. Les résultats obtenus en appliquant les packages "SCI" et "SPEI" (*Gudmundsson and Stagge, 2016* et *Beguería et al., 2017b*) sont similaires. La fonction de distribution utilisée pour le calcul de l'indice SPEI est "log-logistique" et pour les indices SPI et SQI, la loi "Gamma" est adoptée. Les figures 3-1, 3-2 et 3-3 montrent les Box-plots de SPI, SPEI et SQI respectivement pour les différentes échelles de temps analysées, où l'on peut voir que la valeur médiane est plus proche de zéro pour les trois indices calculés. A partir de ces résultats et par rapport au critère, donné dans le tableau 3.1 les données observées, utilisées dans l'étude, montrent la dominance des catégories proche de la normale (NN) et Normal (N) dans le bassin versant de Sebaou. Les figures 3-4, 3-5, 3-6 et 3-7 illustrent la variation de l'indice SPI, où il est indiqué une variabilité alternative claire et des fluctuations sensibles, sur la période étudiée 1968-2012, et pour différentes étapes 1, 3, 6 et 12 mois. De même que les indices SPEI (figures 3-8, 3-9, 3-10 et 3-11), basés à la fois sur les précipitations et la ETP, qui montrent une alternance entre les valeurs positives (ligne bleue) et négatives (ligne rouge). Les indices SQI, basés sur des séries de données de ruissellement sur la période étudiée 1968-2000 à Sebaou, sont présentés dans les figures 3-12, 3-13, 3-14 et 3-15. Ils montrent des tendances nettes à la baisse à partir des années 1980, pour différentes échelles de temps et pour toutes les stations étudiées : Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.

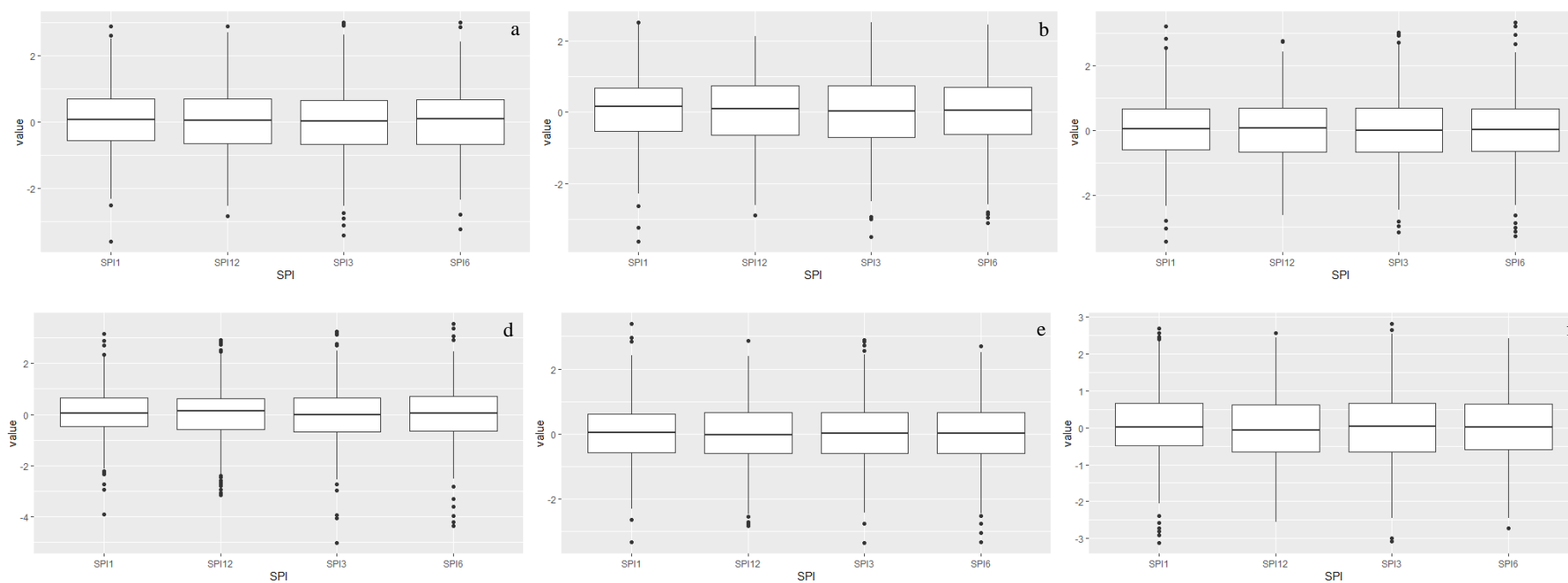


Figure 3- 1 : Box plot des valeurs SPI des stations de Sebaou sur 1968-2012 (a)T Boubhir, (b) Souk el had, (c) Beni Yenni, (d) L'arbaa Makouda, (e), Tamelhat, (f) Baghlia village.

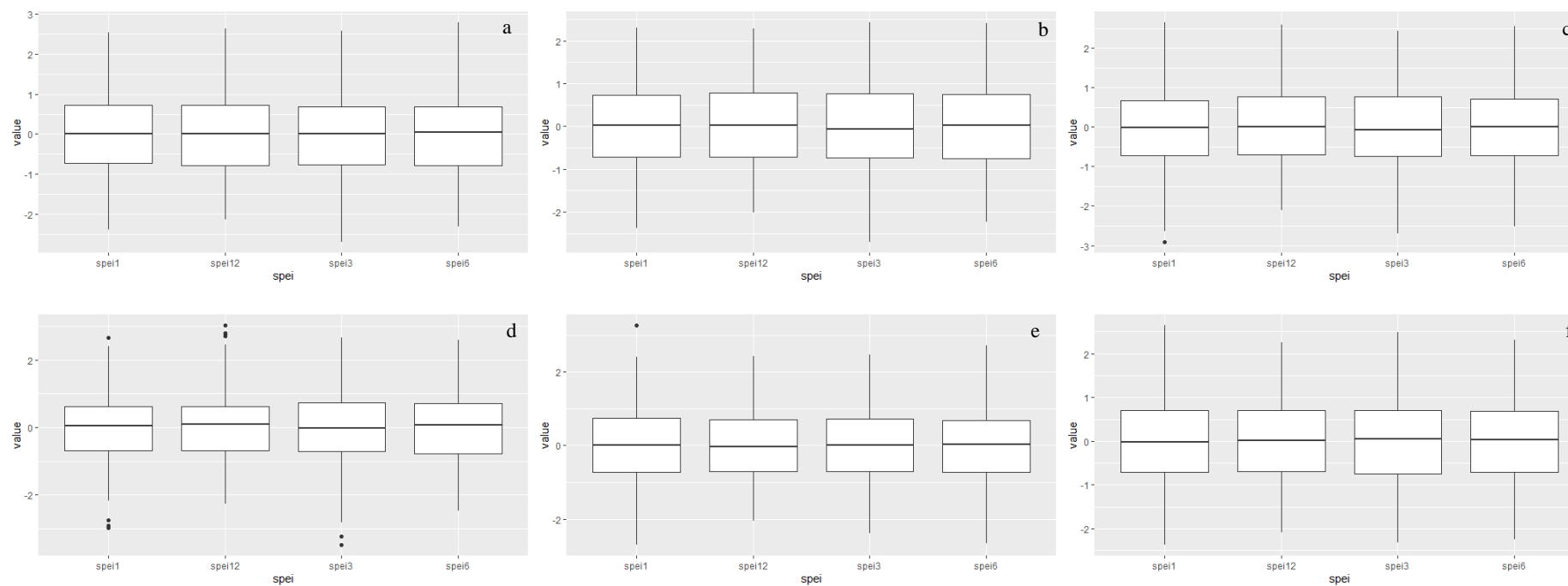


Figure 3- 2 : Box plot des valeurs SPEI des stations de Sebaou sur 1968-2012 (a)T Boubhir, (b) Souk el had, (c) Beni Yenni, (d) L'arbaa Makouda, (e), Tamelhat, (f) Baghlia v.

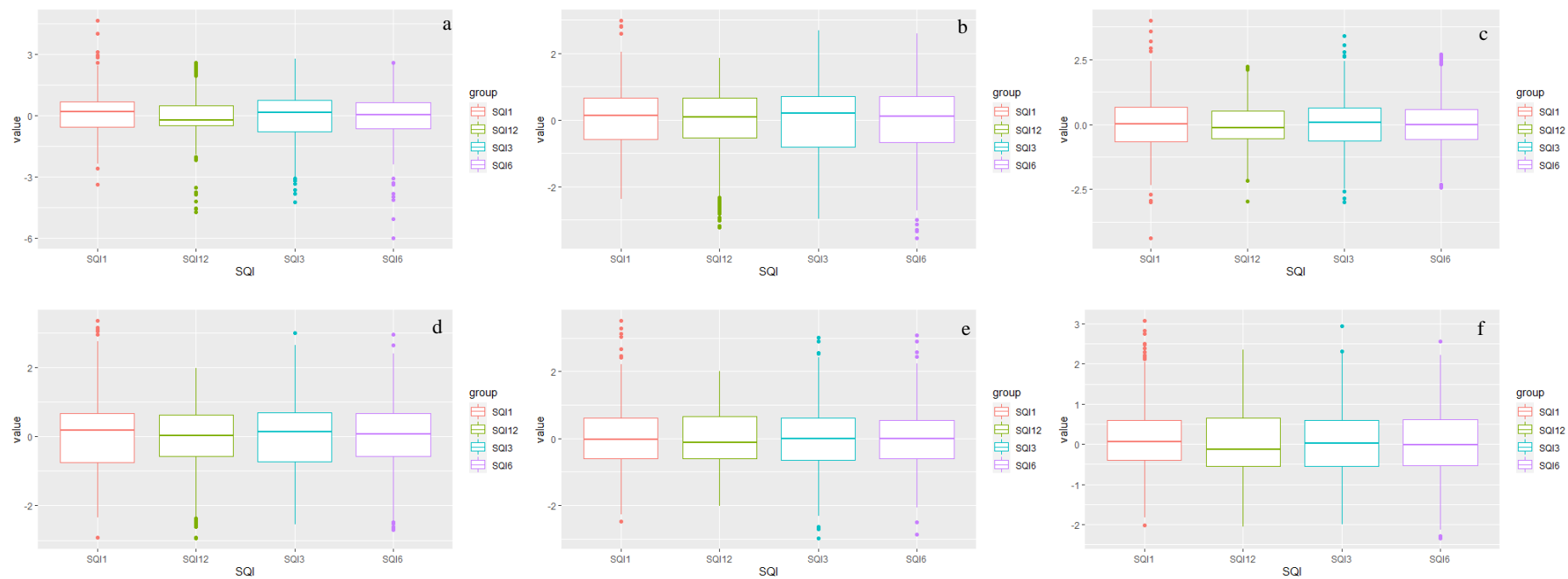


Figure 3- 3 : Graphique en boxplot des valeurs des SQI des stations de Sebaou sur la période 1968-2000 (a)Boubrone, (b) Freha, (c)RN30, (d)Belloua, (e), RN25, (f) Baghlia.

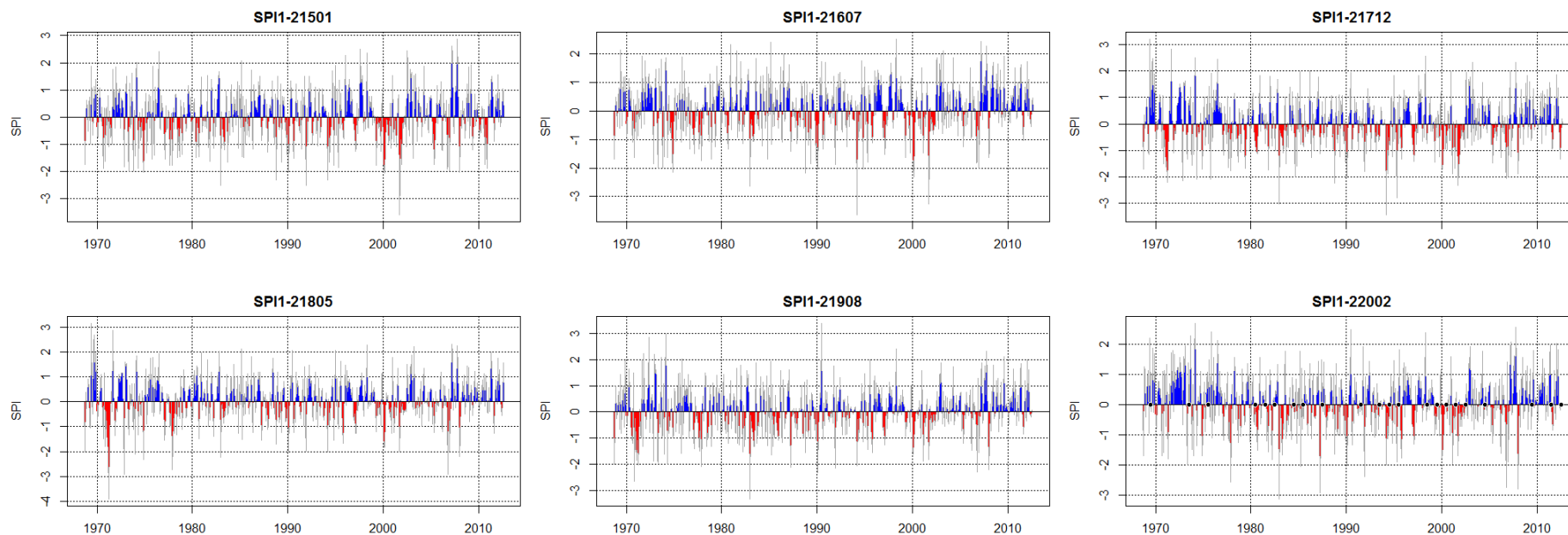


Figure 3- 4 :Variation de SPI sur 3 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

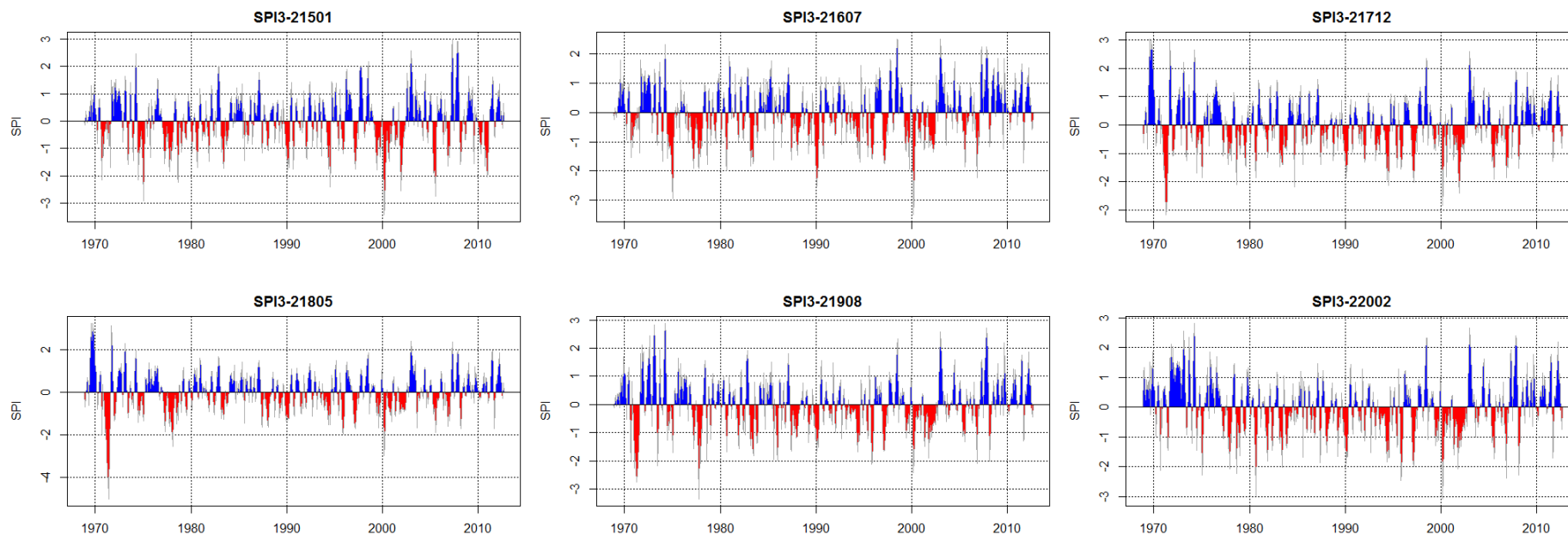


Figure 3- 5 : Variation de SPI sur 3 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

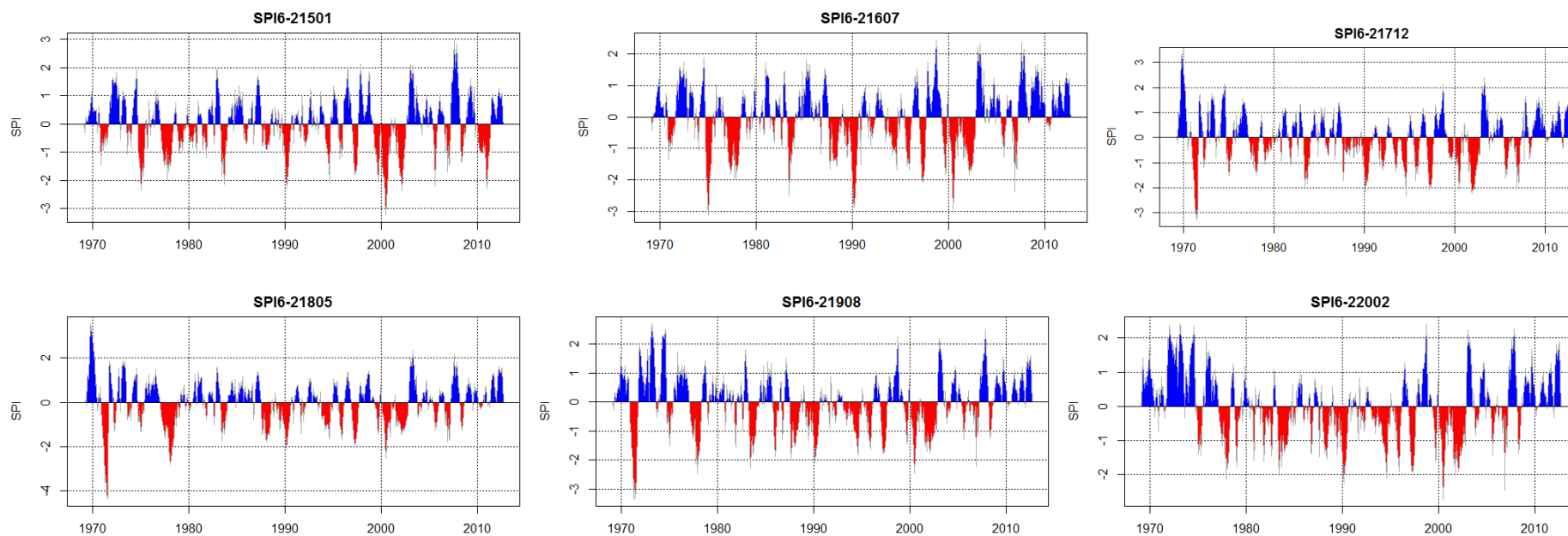


Figure 3- 6 : Variation de SPI sur 6 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

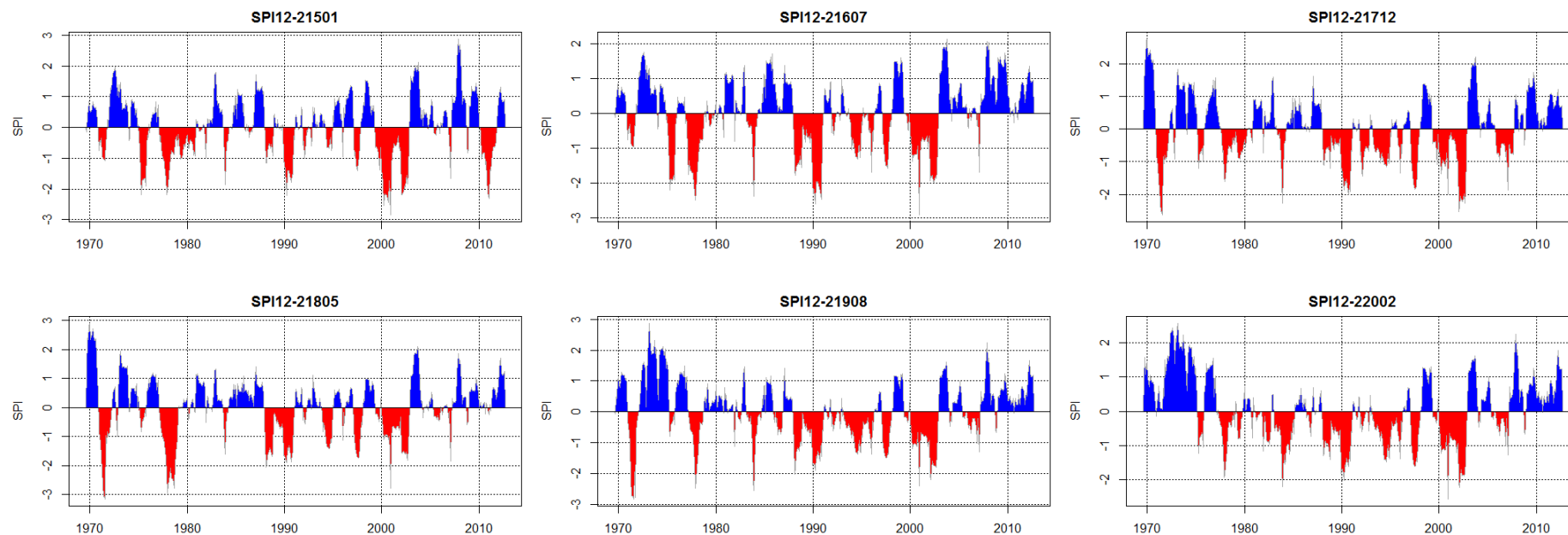


Figure 3- 7 : Variation de SPI sur 12 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

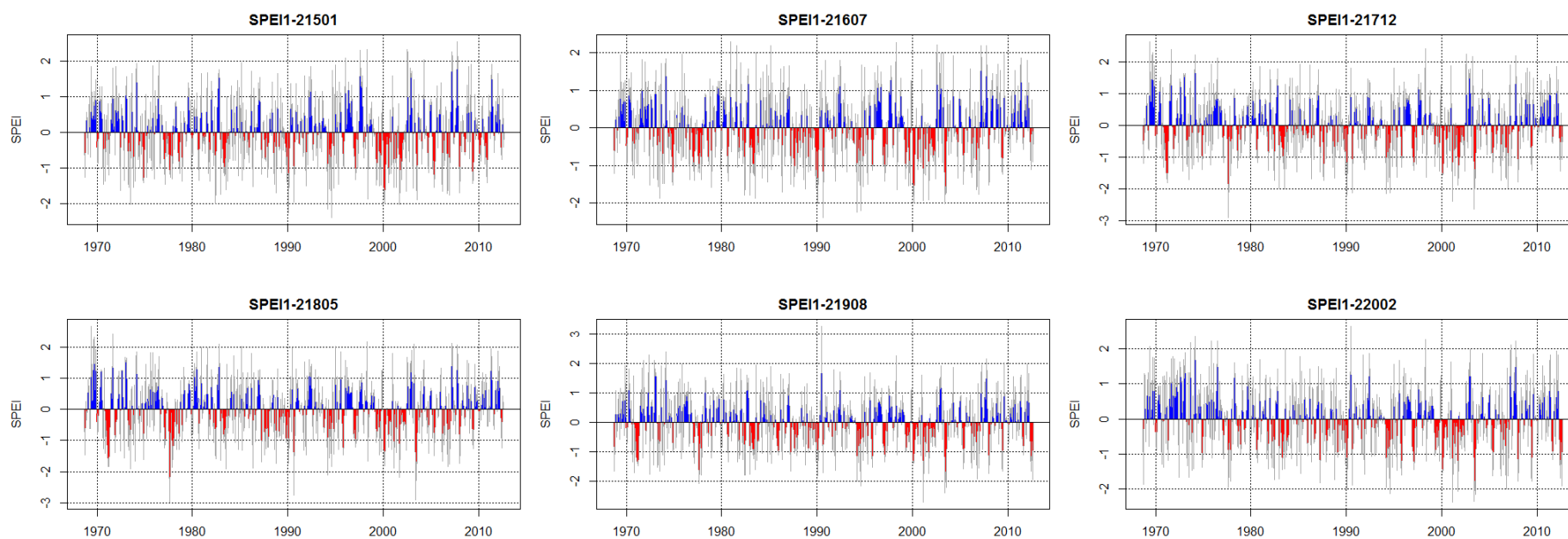


Figure 3- 8 : Variation de SPEI sur 1 mois de 1968 to 2012 aux stations of T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

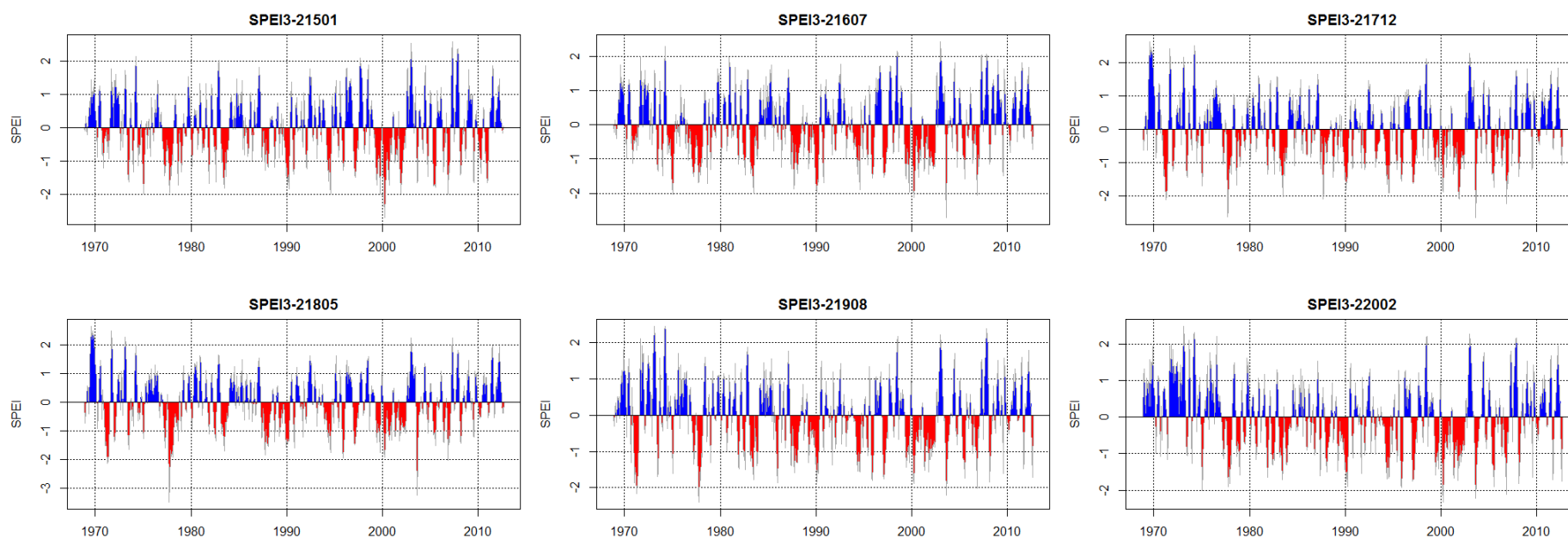


Figure 3- 9 : Variation de SPEI sur 3 mois de 1968 to 2012 in stations of T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

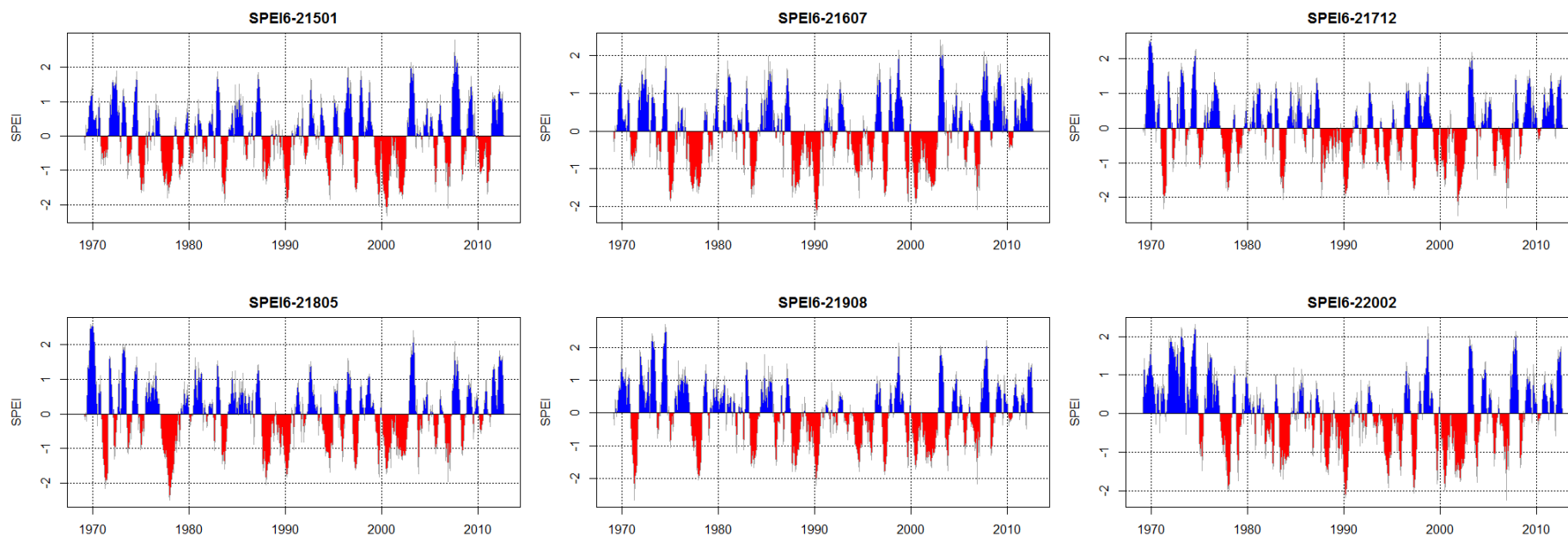


Figure 3- 10 : Variation de SPEI sur 6 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

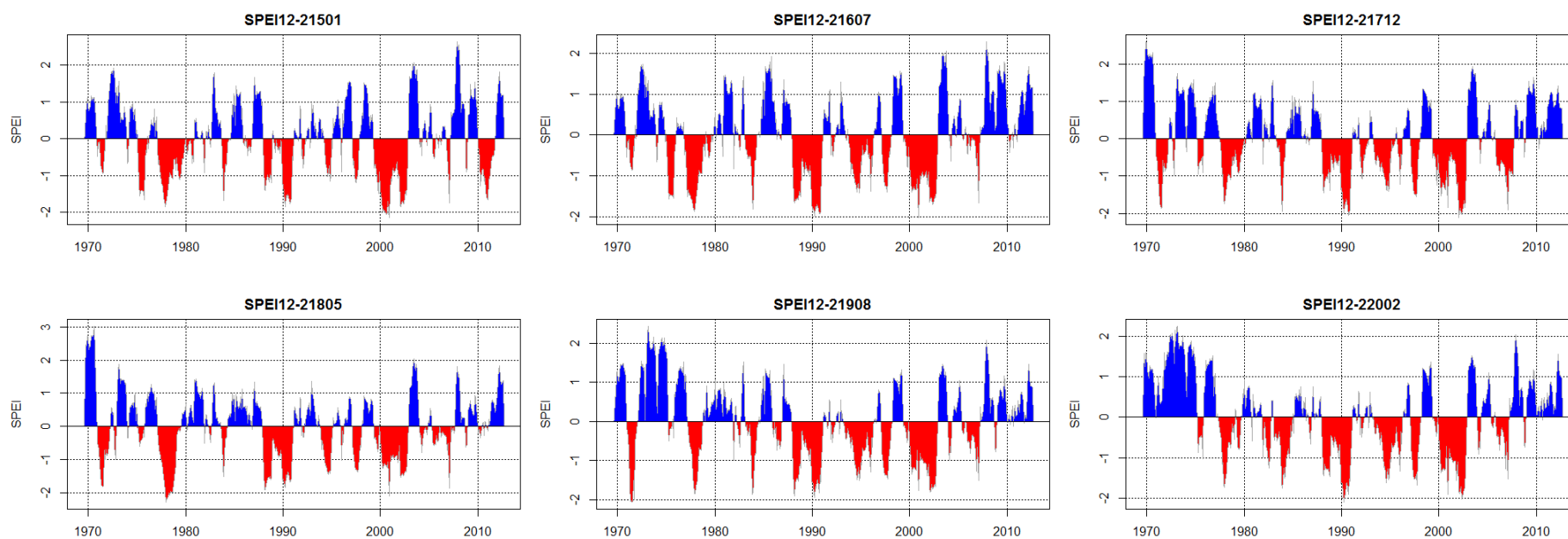


Figure 3- 11 : Variation de SPEI sur 12 mois de 1968 à 2012 aux stations de T Boubhir, Souk el had, Beni Yenni, L'arbaa Makouda, Tamelhat and Baghlia village.

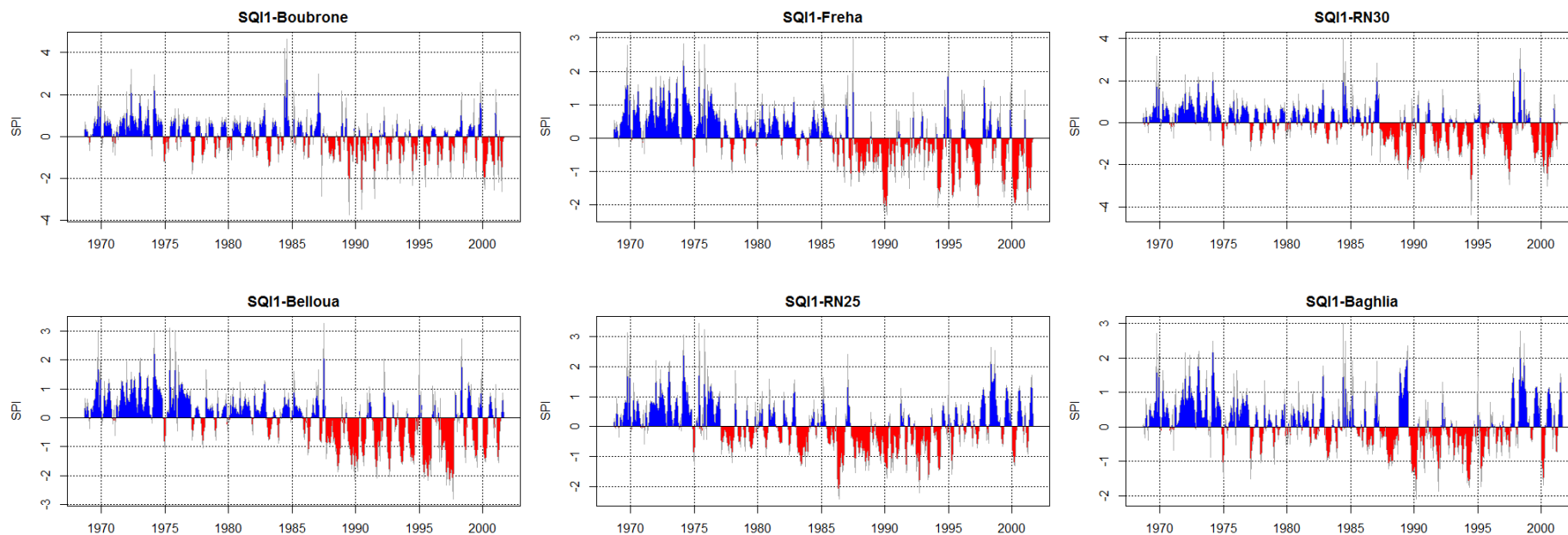


Figure 3- 12 : Variation de SQI sur 1 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.

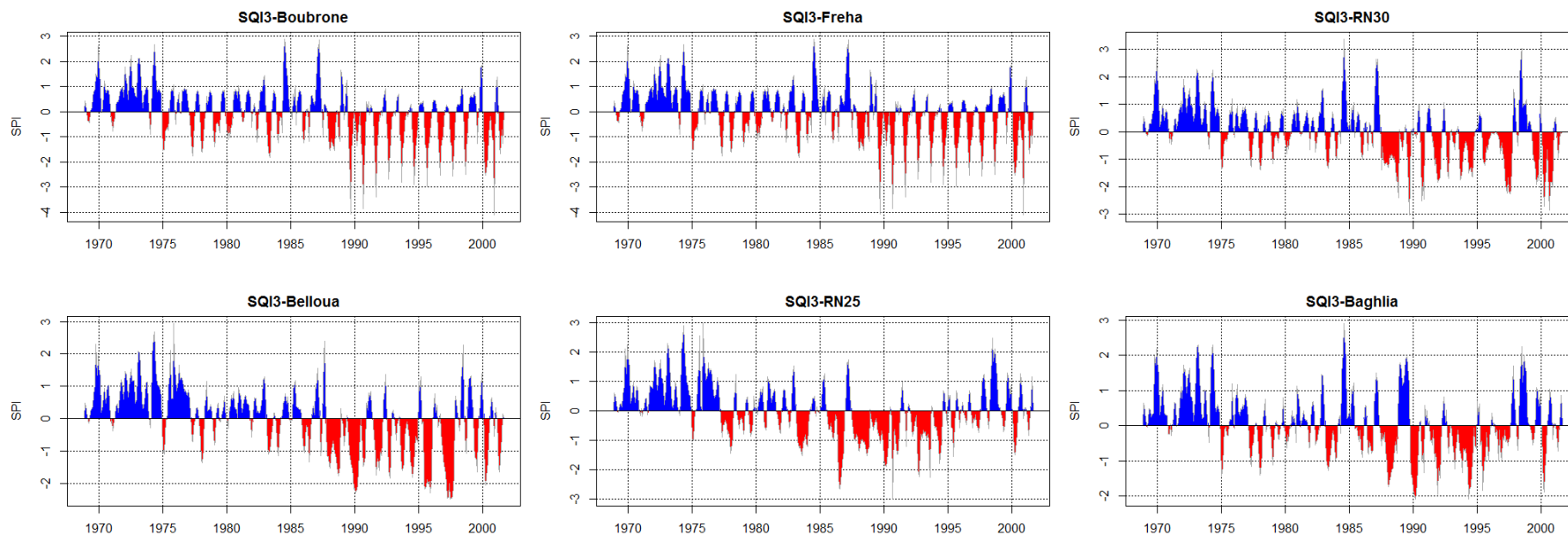


Figure 3- 13 : Variation de SQI sur 3 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.

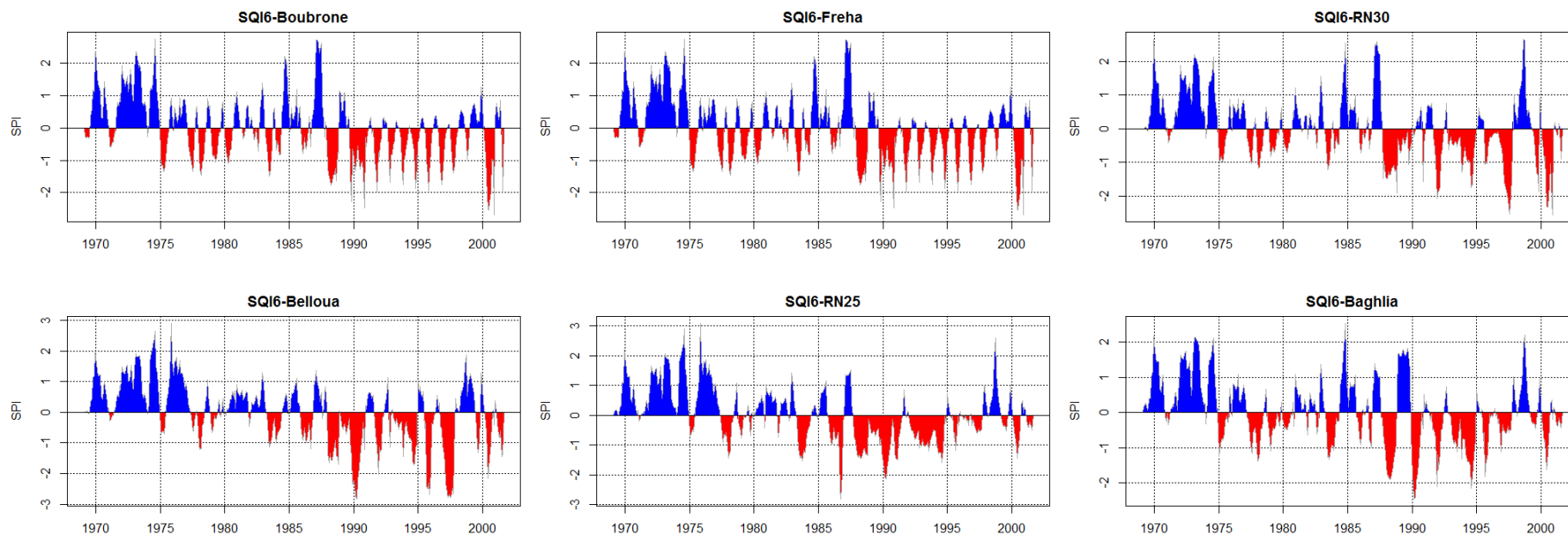


Figure 3- 14 : Variation de SQI sur 6 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.

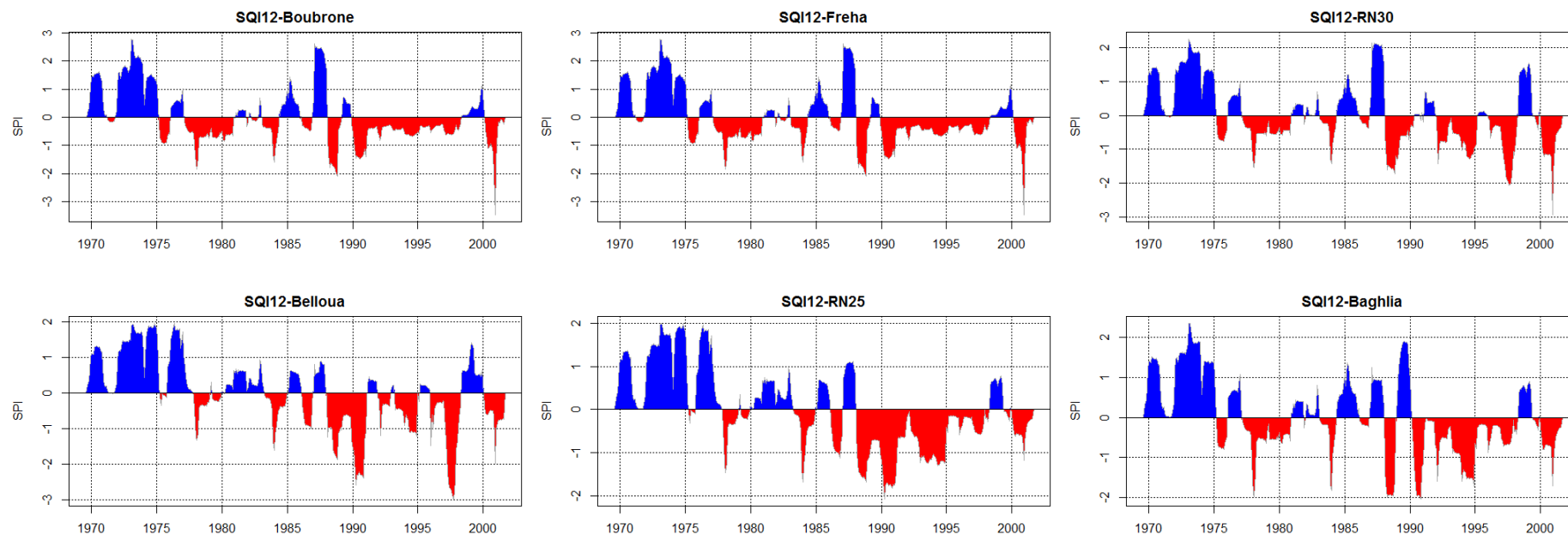


Figure 3- 15 : Variation de SQI sur 12 mois de 1968 à 2000 dans les stations de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia.

B) Résultats des tests statistiques MK, Sen's slope et Pettitt

La détection du point de rupture des variations hydrologiques, est nécessaire pour séparer les impacts de la CC et de l'AH. Afin d'analyser les tendances et les points de rupture, sur les périodes étudiées à Sebaou, les données annuelles, saisonnières et mensuelles des précipitations P, (P-ETP) et du débit Q sont utilisées. Avant d'appliquer le test statistique MK la vérification de l'autocorrélation entre les séries temporelles doit être effectuée. En effet, l'existence de l'autocorrélation influence et modifie les résultats du test MK (Hamed and Rao, 1998 ; Zhang et al., 2001 ; Yue et al., 2002). Dans le cas où les observations sont autocorrélées ($\rho_1 = \text{lag1} > 0,1$), la composante de tendance est retirée des données et est préblanchie avant l'application du test de tendance MK (Yue et al., 2002). La signification du test (intervalle de confiance) est évaluée à 95%.

Dans ce contexte, les packages "trend" et "modifiedmk" de RStudio (Pohlert, 2020 ; Patakamuri et O'Brien, 2020) sont utilisés respectivement pour les séries de données non autocorrélées et autocorrélées. Le coefficient de corrélation ($\text{lag1} = \rho_1$) calculé pour toutes les séries de précipitations annuelles est inférieur à 0,1, sauf pour la station de Baghlia (exutoire de Sebaou), qui est égal à 0,29, ce qui signifie que ces observations annuelles sont autocorrélées (Tableau 3.2).

Le coefficient ρ_1 pour toutes les séries saisonnières sont négatives ; les observations sont aléatoires et non autocorrélées et le test MK peut être appliqué. En revanche, les séries de précipitations mensuelles montre l'existence d'une autocorrélation, exprimé par $0,25 < \rho_1 < 0,38$. Par conséquent le package "modifiedmk" pour RStudio est appliqué à ces séries de données autocorrélées, à savoir "tfpwmk" : Trend-Free Prewhitened Time Series Data in Presence of Serial Correlation", est adopté dans ce cas (Yue et al., 2002). Toutefois, le tableau 3.2 montre qu'aucune tendance n'est enregistrée dans les séries de précipitations annuelles, saisonnières ou mensuelles, au cours de la période observée (1968-2012). La quantité Pvalue est supérieure au niveau de signification de 5 % et la valeur H-value est nulle pour toutes les observations de précipitations.

Les résultats du test de Pettitt (Tableau 3.3) appliqués aux séries de précipitations montrent qu'aucun point de rupture n'est détecté, à différentes échelles de temps et que l'hypothèse nulle est acceptée à un niveau de confiance de 95 %. Le tableau 3.2 indique que les séries de données des ETP présentent une autocorrélation à l'échelle annuelle ($0,20 < \rho_1 < 0,27$), contrairement à l'ETP saisonnière qui présente une $\rho_1 < 0$ (non autocorrélée). Au pas de temps mensuel, l'autocorrélation des séries est forte ($\rho_1 > 0,78$).

Les résultats de l'application du test MK, sur les données de l'ETP, montrent qu'aucune tendance n'est détectée pour tous les pas de temps, seulement pour les données annuelles de la station Baghlia, qui indiquent une tendance à la hausse marquée par une valeur p de 0,5%, et une valeur z de 2,837, la médiane β est d'environ 1,881. D'autre part, le même tableau montre que 50% des séries de flux annuels sont autocorrélés ($0,18 < \rho_1 < 0,31$), ce sont les stations de Freha, Belloua et RN25, alors que l'autocorrélation est faible pour les stations de Boubrone, RN30 et Baghlia ($0,05 < \rho_1 < 0,08$).

Les séries de débit saisonnier de Boubrone, Freha, RN30 et Belloua ne sont pas autocorrélées ($0,06 < \rho_1 < 0,098$), sauf pour les séries de RN25 et Baghlia avec ρ_1 de 0,143 et 0,122 respectivement. Les données mensuels des écoulements montrent une forte autocorrélation ($0,42 < \rho_1 < 0,51$), ce qui nous amène à blanchir ces séries, en appliquant le test 'tfpwmk' du 'modifiedmk' pour le package RStudio. Le package "trend" pour R est appliqué aux séries non-autocorrélées.

Chapitre 3 : Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)

Tableau 3. 2 Résultats du test MK sur les séries de précipitations, des ETP et de débit pour les échelles de temps annuelles, saisonnières et mensuelles

Station code	Pluie annuelle (1968-2012)					Pluie saisonnière (1968-2012)					Pluie mensuelle (1968-2012)				
	ρ_1	z-value	p-value	H value	β	ρ_1	z-value	p-value	H value	β	ρ_1	z-value	p-value	H value	β
21501	-0,09	0,597	0,551	0	1,754	-0,05	-0,075	0,939	0	-0,016	0,37	0,1506	0,880	0	0,002
21603	-0,009	1,183	0,237	0	3,453	-0,02	0,309	0,756	0	0,073	0,38	0,6963	0,486	0	0,009
21712	-0,133	-0,273	0,785	0	-0,723	-0,02	0,037	0,970	0	0,009	0,32	0,1228	0,902	0	0,002
21805	-0,155	-0,151	0,879	0	-0,366	-0,02	0,041	0,967	0	0,005	0,35	0,6077	0,543	0	0,006
21908	0,051	0,111	0,911	0	0,205	-0,05	-0,012	0,991	0	-0,002	0,25	1,1925	0,233	0	0,013
22002	0,293	0,167	0,867	0	0,572	-0,03	-0,635	0,526	0	-0,103	0,30	0,1605	0,872	0	0,002
	ETP annuel (1968-2012)					ETP saisonnier (1968-2012)					ETP mensuel (1968-2012)				
21501	0,27	-0,178	0,858	0	-0,122	-0,037	0,194	0,845	0	0,023	0,81	1,236	0,216	0	0,009
21603	0,26	-0,184	0,910	0	-0,140	-0,04	0,177	0,910	0	0,031	0,78	1,196	0,198	0	0,009
21712	0,23	0,211	0,833	0	0,147	-0,04	0,234	0,815	0	0,035	0,79	1,359	0,174	0	0,011
21805	0,21	0,190	0,799	0	0,177	-0,03	0,311	0,785	0	0,041	0,80	1,325	0,169	0	0,011
21908	0,20	1,899	0,154	0	1,551	-0,03	1,122	0,330	0	0,150	0,82	1,902	0,057	0	0,013
22002	0,24	2,837	0,005	1	1,881	-0,03	1,037	0,299	0	0,134	0,78	1,891	0,061	0	0,013
	Débit annuel (1968-2001)					Débit saisonnier (1968-2001)					Débit mensuel (1968-2001)				
21513	0,07	-1,838	0,066	0	-1,675	0,065	-2,608	0,0091	1	-0,205	0,51	-7,453	9 e-14	1	-0,022
21605	0,18	-2,990	0,003	1	-11,938	0,064	-4,724	0,0000	1	-0,406	0,42	-9,457	3 e-21	1	-0,036
21715	0,08	-2,580	0,010	1	-5,130	0,098	-3,281	0,0010	1	-0,225	0,50	-6,143	8 e-10	1	-0,020
21803	0,23	-3,083	0,002	1	-15,789	0,093	-3,823	0,0001	1	-0,565	0,43	-0,050	2 e-15	1	-0,050
21909	0,31	-3,145	0,002	1	-2,687	0,143	-1,408	0,1592	0	-0,053	0,47	-3,387	0,0007	1	-0,001
22001	0,05	-2,313	0,021	1	-6,229	0,122	-0,902	0,3673	0	-0,072	0,49	-2,339	0,0193	1	-0,005

ρ_1 = lag1 autocorrelation des séries de données, Z-value: statistique Z de MKc, P-value: probabilité pour hypothèse nulle de pas de tendance et pas de rupture. Caractère gras: tendance significative. H value est H hypothèse du test ; 1 indique tendance significative à 5% et 0 pas de tendance, β est la pente de (Sen's slope).

Le test MK appliqué aux séries de ruissellement annuel indique que la station de Boubrone ne présente pas de tendance significative (P value $> 5\%$), alors que les séries des cinq stations de Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia, présentent des tendances négatives exprimées par une valeur Z égale respectivement à $-2,990$, $-2,580$, $-3,083$, $-3,145$ et $-2,313$, à un niveau de signification de 5% . La médiane β de la pente de Sen varie entre $-15,789$ et $-2,687$ (Tableau 3.2). Le débit saisonnier à Boubrone, Freha, RN30 et Belloua montre des tendances à la baisse avec une valeur Z de $-2,608$, $-4,724$, $-3,281$ et $-3,823$ respectivement et des valeurs p de $0,0091$, 0 , $0,001$ et $0,0001$ respectivement. La médiane β de Sen's slope se situe entre $-0,565$ et $-0,205$.

Le test MK confirme des tendances significatives pour les débits saisonniers, sauf pour des deux stations de la RN25 et de Baghlia, avec des P value égales à $0,1592$ et $0,3673$ respectivement. Les séries de débit mensuel des six stations étudiées montrent des tendances significatives à la baisse, exprimées par la valeur Z de $-7,453$, $-9,457$, $-6,143$, $-0,050$, $-3,387$ et $-2,339$ pour les stations respectives de Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia (tableau 3.2.). Leurs médianes β sont respectivement de $-0,022$, $-0,036$, $-0,020$, $-0,050$, $-0,001$ et $-0,005$.

Le test de Pettitt appliqué aux séries de précipitations annuelles, saisonnières et mensuelles ne montre aucun point de rupture au niveau de signification de 5% (tableau 3.3.). De même, pour la série d'évapotranspiration ETP, seule la série annuelle, de la station Baghlia, montre un point de rupture en 1996 avec une P -value égale à $0,43\%$. A partir du tableau 3.3, les résultats basés sur l'application du test de Pettitt, sur le ruissellement annuel moyen, montrent l'existence de points de rupture, avec un intervalle de confiance de 95% , aux stations de Freha, RN30, Belloua et RN25 dans les années 1982, 1986, 1986 et 1985 respectivement, par contre pour les stations de Boubrone et Baghlia aucun point de rupture n'a été enregistré. Par la suite, le ruissellement moyen saisonnier de ces deux stations présente une valeur p supérieure à 5% confirmant l'inexistence de point de rupture, contrairement aux quatre stations Freha, RN30, Belloua et RN25, qui confirment le rejet de l'hypothèse nulle H_0 , avec des points de rupture respectifs de 1985, 1987, 1985 et 1977. Des points de rupture très significatifs sont confirmés par le test de Pettitt sur le débit écoulé moyen mensuel des six stations analysées (Tableau 3.3) avec des p value de $4,1e-07$, $2,2e-16$, $2,3e-07$, $2,9e-11$, $5e-04$ et $1e-04$, respectivement pour Boubrone, Freha, RN30, Belloua, RN25 et Baghlia. Les points de rupture se sont produits dans les années 1987 pour Boubrone et RN30, 1986 pour Freha et pour les trois stations, du milieu et du bas Sebaou, le point de rupture a été enregistré en 1985.

Chapitre 3 : Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)

Tableau 3. 3 : Résultats du test de Pettitt sur les séries de précipitations, de l'ETP et du débit des cours d'eau sur les périodes 1968-2012 pour les précipitations et l'ETP, 1968-2001 pour le débit des cours d'eau.

Station code	Pluie annuelle		Pluie saisonnière		Pluie mensuelle		ETP annuel		ETP saisonnier		ETP mensuel	
	p-value	Breakpoint	p-value	Breakpoint	p-value	Breakpoint	p-value	Breakpoint	p-value	Breakpoint	p-value	Breakpoint
21501	0.694	NB	1.562	NB	1.234	NB	0.784	NB	1.658	NB	1.258	NB
21603	0.108	NB	0.948	NB	0.842	NB	0.811	NB	1.560	NB	1.223	NB
21712	0.625	NB	1.116	NB	0.609	NB	0.709	NB	1.671	NB	1.252	NB
21805	0.592	NB	1.304	NB	0.984	NB	0.680	NB	1.110	NB	1.195	NB
21908	0.300	NB	0.996	NB	1.102	NB	0.122	NB	0.985	NB	0.825	NB
22002	0.127	NB	0.374	NB	0.129	NB	0.043	1996	1.088	NB	0.817	NB
	Débit annuel		Débit saisonnier		Débit mensuel							
21513	0.1899	NB	0.0650	NB	4 e-07	1987						
21605	0.0164	1982	0.0000	1985	2 e-16	1986						
21715	0.0471	1986	0.0055	1987	2 e-07	1987						
21803	0.0213	1986	0.0007	1985	2 e-11	1985						
21909	0.0021	1985	0.0233	1977	5 e-04	1985						
22001	0.0812	NB	0.2743	NB	1 e-04	1985						

NB: No breakpoint ; pas de point de rupture à 95% d'intervalle de confiance. P-value seuil = 5%. Caractère gras : point de rupture statistiquement significatif.

Les résultats des tests MK et Pettitt sont conformes, pour les précipitations et l'ETP ainsi que pour le débit mensuel moyen testé, à l'exception de la série de débit ruisselé annuel de Baghlia et des apports saisonniers des stations de Boubrone et RN25. En tenant compte du point de rupture (1985), détecté dans le débit d'écoulement mensuel observé à Baghlia (la station de l'exutoire qui contrôle le débit dans l'ensemble du bassin), la période d'observation étudiée est divisée en 2 deux sous-périodes qui sont la période de base (1968-1985) et la période post-changement (1986-2000). Le tableau 8 résume les changements de débit, de précipitations et de l'ETP, avec les pourcentages correspondants, entre les périodes de référence et post-changement.

Le débit moyen observé à la station de Baghlia montre un déficit de 34,8% (Tableau 3.4) pour la période 1986-2000 par rapport à la période de référence. En effet, le ruissellement enregistré pendant la période de référence (1968-1985) était estimé à 415,6 mm, qui a diminué à 270,9 mm pendant la période post-changement (1986-2000) avec une différence de -144,8 mm.

Pour ces deux périodes, les précipitations ont été réduites de 19,3 %, avec 846,4 mm et 683,3 mm enregistrés respectivement dans la première et la deuxième période, avec une différence de 163 mm.

L'évapotranspiration calculée à partir des températures observées à Sebaou montre peu de changement avec une augmentation de 16,9% en post-changement par rapport à la période de référence. Les taux de variation du débit, à différentes échelles, sont donnés dans le tableau 3.4 indiquant les pourcentages de diminution de - 35,8%, - 28,5%, -41,6% et - 40,1% pour les saisons d'automne, d'hiver, de printemps et d'été respectivement. Les variations des précipitations saisonnières et annuelles et de l'ETP sont également présentées dans le tableau 3.4.

Chapitre 3 : Analyse des séries hydrométéorologiques (tendances et ruptures)

Tableau 3. 4 : Variables hydrologiques et changement relatif dans les périodes de référence et de post-changement à la station de Baghlia

Variables hydrologiques	ETP1	ETP2	Δ ETP (mm)	Δ ETP (%)	P1	P2	Δ P (mm)	Δ P (%)	Q1	Q2	Δ Q (mm)	Δ Q (%)
Autonne	231,1	274,9	43,8	15,9	235,3	191,9	-43,3	-18,4	16,5	10,6	-5,9	-35,8
Hiver	87,1	95,1	8,0	8,4	355,6	305,9	-49,7	-14,0	206,1	147,3	-58,8	-28,5
Printemps	157,8	194,2	36,4	18,7	230,8	165,3	-65,6	-28,4	171,0	99,8	-71,2	-41,6
Eté	372,4	456,6	84,2	18,4	24,7	20,2	-4,5	-18,1	22,0	13,2	-8,8	-40,1
Annuel	848,3	1020,8	172,5	16,9	846,4	683,3	-163	-19,3	415,6	270,9	-144,8	-34,8

1 et 2 indiquent les périodes de référence (1968-1985) et de post-changement (1986-2001) respectivement, Δ indique la différence des variables entre les 2 périodes.

3.4.2. Discussions

Sur la base des résultats obtenus en calculant les indices SPI, SPEI et SQI et en tenant compte des box-plots élaborés (figures 3-1, 3-2 et 3-3) pour les différentes échelles de temps (1, 3, 6 et 12 mois), les valeurs médianes des trois indices sont toutes proches de 0. Bien que la fluctuation des valeurs des indices standardisés entre positives et négatives indiquée dans les figures 3-4 à 3-7, (environ -3 à +3) et en référence au tableau 3.1, qui décrit les catégories pour chaque valeur d'indice normalisée, la zone d'étude peut donc être classée dans les catégories NN et N (Near Normal et Normal). Les résultats de SPI sont en accord avec ceux de Zerouali (2015), qui a montré que les précipitations observées sont aléatoires et stationnaires, avec une forte irrégularité dans la distribution intra-annuelle dans le bassin de Sebaou (Zerouali et al. 2015). Les résultats de l'indice SPEI, calculé pour (P-ETP), montrent que l'ETP calculée par la méthode de Thornthwaite et basée sur les observations de température, ne varie pas de manière significative, aux échelles spatiales et temporelles et sur la période d'étude. Au contraire, l'indice SQI montre une grande tendance à la baisse, pour différentes échelles de temps, à partir des années 1980, sur la période 1968-2000. Ce résultat est conforme aux résultats de Zeroual et al., (2013) ; Laborde et al. (2010) et Touazi (2011).

L'application des tests statistiques MK et Pettitt, pour les précipitations annuelles, saisonnières et mensuelles observées, ne révèle pas de changements substantiels dans les précipitations, sur la période étudiée et pour toutes les séries observées, constatés par l'absence totale de tendances et de points de rupture dans les séries de précipitations. Ces résultats de recherche réalisés sur la période 1968 - 2013, sont en accord avec les recherches réalisées par Chaouche et al. (2010), Zeroual (2016), Taibi (2015), Zerouali (2015). Selon Zeroual (2016), aucune tendance significative à long terme n'a été observée dans le bassin versant de l'Algérois en appliquant le test MK sur la période d'étude 1970 -2013. Ceci est probablement lié et influencé par l'indice atmosphérique à grande échelle, tel que l'indice d'oscillation australe (SOI) qui montre une excellente corrélation avec les précipitations dans le nord de l'Algérie, par l'analyse canonique des corrélations du CAC (Zeroual et al., 2016).

Taibi et al. (2015) ont également déduit que la variabilité des précipitations ne montre pas de points de rupture et que l'indice d'oscillation méditerranéenne (MO : la différence de hauteur du géopotentiel 500-hPa normalisé entre Alger et Le Caire) influence les précipitations saisonnières, dans le Nord de l'Algérie. D'autre part, les précipitations mensuelles montrent de bonnes corrélations avec les indices de circulation NAO (North Atlantic Oscillation) et MO, pendant la saison des pluies (Taibi et al., 2015).

En outre, de nombreux chercheurs ont constaté une forte corrélation entre les précipitations et les indices MO et NAO dans les bassins méditerranéens (*Di Mauro et al., 2008 ; Brandimarte et al., 2011 et Jemai et al., 2017*), et que le changement du régime hydrologique est très influencé par l'indice NAO (*Gómez-Martínez et al., 2018*).

Les résultats des tests MK et Pettitt montrent que le débit annuel observé, à l'exutoire du bassin versant de Sebaou (station de Baghlia), présente une tendance négative et un point de rupture survenu en 1985. En fait, l'apport annuel moyen pour la période post-changement (1986-2000), est d'environ 660 millions de m³ et cette valeur est inférieure à celui de la période de référence (1968-1985), qui est égale à 1000 millions de m³ ; à savoir, le débit enregistré dans le bassin versant de la Sebaou a diminué d'environ 40% au cours des dernières décennies. Quatre saisons sont contenues dans l'échelle annuelle, en fonction de l'année hydrologique. Celle-ci est répartie sur quatre saisons, l'automne, l'hiver, le printemps et l'été. A savoir, l'automne va de septembre à novembre, l'hiver de décembre à février, le printemps de mars à mai et l'été de juin à août. La diminution des différentes saisons est de - 35,8%, - 28,5%, - 41,6% et - 40,1% pour l'automne, l'hiver, le printemps et l'été, respectivement.

Ces résultats sont en général proches de ceux trouvés par Zeroual et al. en 2013, en utilisant le scénario A1, à partir des RT3-ENSEMBLES pour simuler la décharge future en 2100. En effet, par rapport à la période de référence (1961-1990), la diminution du débit en automne, en hiver, au printemps et en été, a été évaluée à 31%, 43%, 26% et 22%, respectivement sur le littoral Algérien (*Zeroual et al., 2013*). En outre, les précipitations observées montrent une diminution de 19,3% entre la période post-changement et la période de référence. Le débit annuel augmente avec l'augmentation des précipitations et diminue dans le sens inverse ; le débit est positivement lié aux précipitations. Le changement relatif de l'évapotranspiration, entre la période de référence et la période post-changement, est une augmentation d'environ 16,9 %, c'est-à-dire que la variation des ETP (en fonction de la température) n'a pas une grande influence sur le bilan hydrique. En fait, la variabilité intra-annuelle des ETP est faible, par rapport aux précipitations et au ruissellement, dans le bassin du Sebaou.

3.5. Conclusion

L'analyse des variables hydro climatiques du bassin de sebaou, par le calcul des indices standardisés, et l'application des tests statistiques MK, Sen's slope et Pettitt, aux échelles annuelle, saisonnière et mensuelle, ont montré que la variation des pluies et ETP sont négligeables par rapport à celle des débits, en particulier à l'échelle mensuelle. Les tendances négatives du débit sont confirmées par le test de MK, en parallèle les points de rupture dans les

séries de débit sont détectés à l'aide du test de Pettitt. Le point de rupture (1985) repéré à l'exutoire du Sebaou nous aidera, dans les chapitres suivants (4, 5 et 6) pour le calcul et la séparation des contributions des CC et AH sur la diminution des débits des cours d'eau dans le bassin de Sebaou. La période d'étude peut être divisée en deux périodes, en utilisant le point de rupture : la période avant le changement (pré-changement ou période de référence 1968-1985) et la période d'après changement (post-changement 1986-2000). La variation relative du débit, entre les périodes de référence et de post-changement, est évaluée à 35,8%, 28,5%, 41,6% et 40,1% pour l'automne, l'hiver, le printemps et l'été, respectivement. La variation à l'échelle annuelle des débits entre les deux périodes est estimée à 35%.

Chapitre 4
Approche basée sur la
modélisation
hydrologique

Chapitre 4 Approche basée sur la modélisation hydrologique

4.1. Introduction

Le cours d'eau constitue, un objet d'intérêt privilégié, du fait que la connaissance de son débit est un instrument indispensable, de nos jours, à la gestion de la ressource en eau et des systèmes aquatiques, notamment pour la gestion d'ouvrages de retenue, le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques ainsi que pour la prévision des débits. Dans ce contexte, de nombreuses recherches se sont attachées, depuis plus de cent ans, à essayer de comprendre les processus de génération des débits et le fonctionnement du bassin versant, et ceci en remontant à leur cause première, les pluies. Ces recherches ont donné naissance aux modèles hydrologiques appelés ; modèles pluie-débit, dont le but est d'étudier le lien entre la pluie et le débit, dans un système hydrologique qui est le bassin versant. Ces modèles hydrologiques sont des outils particulièrement adaptés pour évaluer l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau, à condition d'être robustes et correctement calés pour simuler les débits des cours d'eau étudiés (*Lespinas, 2008*).

4.2. Modélisation hydrologique et modèles pluie-débit

On appelle modèle une représentation qui décrit les relations entre les différents éléments d'un système. En particulier, un modèle hydrologique de bassin versant est une représentation simplifiée du cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant, afin d'expliquer la réponse du bassin aux différentes conditions auxquelles il est soumis. Selon (*Sharma and Kumar, 2008*), un modèle est une représentation simplifiée du système du monde réel. Le meilleur modèle est celui qui donne des résultats proches de la réalité avec l'utilisation du moins de paramètres et de complexité du modèle (*Devia et al., 2015*). Les paramètres qui constituent le modèle conduisent à définir les caractéristiques de ce dernier. Les Modèles pluie-débit sont principalement utilisés pour prédire le comportement des systèmes et comprendre divers processus hydrologiques. La représentation de tout ou partie du cycle de l'eau (démarche de modélisation) à des fins variées, se heurte à la difficulté d'appréhension, de description ou de compréhension des phénomènes et des systèmes étudiés. Par conséquent, les représentations de ces systèmes, c'est à dire des modèles, sont nécessairement simplificatrices, réductrices de la complexité naturelle, et donc grossièrement inexacts (*Perrin, 2000*). Un modèle hydrologique peut être défini comme un ensemble d'équations qui aide à estimer le ruissellement en fonction

de divers paramètres utilisés pour décrire les caractéristiques du bassin versant (*Devia et al., 2015*).

Le sujet d'intérêt fondamental de l'hydrologie est le cycle de l'eau, dont les thèmes sont les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement, les écoulements dans les nappes et les cours d'eau, et le transport de substances dissoutes ou en suspension (*Dooge, 1988*). Du fait de l'étendue de ces centres d'intérêt, l'hydrologie est donc une science pluridisciplinaire comprenant l'hydrologie de surface, la glaciologie, l'hydrogéologie, la nivologie, la physico-chimie, en incluant aussi l'étude de l'érosion ou du transport des sédiments. Mais elle est également plus ou moins directement liée à la météorologie, l'hydraulique, la géographie, la géologie, la biologie ou l'écologie. Le moteur de cette science réside principalement dans le lien étroit qui existe entre l'homme et son environnement, et en particulier dans la dépendance qu'il a vis-à-vis de la ressource en eau, pour ses besoins d'alimentation ou dans ses activités. La variabilité de cette ressource dans le temps est source de multiples problèmes de gestion, auxquels l'hydrologie peut contribuer à apporter des solutions (*Michel, 1989*). En raison de l'accentuation de l'urbanisation et de l'industrialisation, notamment la déforestation, la modification de la couverture terrestre et l'irrigation, de nombreuses transformations sont intervenus dans les systèmes hydrologiques. Outre le changement climatique, l'hétérogénéité des sols a également un impact direct sur les rejets de nombreuses rivières dans et autour du monde. Aujourd'hui, divers modèles hydrologiques ont été développés dans le monde entier pour déterminer l'impact du climat et des propriétés du sol sur l'hydrologie et les ressources en eau. Le cycle hydrologique et les différents phénomènes hydrologiques doivent être étudiés de manière approfondie afin de discerner les variations et modifications des systèmes hydrologiques (*Devia et al., 2015*).

4.3. Classification des modèles hydrologiques

Beaucoup de classifications des modèles hydrologiques ont été proposées ; la difficulté de trouver une classification unifiée provient du fait de la grande diversité des approches, entraîné par une forte divergence des caractéristiques des modèles (*Charifi et al., 2006*). Il est alors presque impossible de distinguer des catégories de modèles nettement distinctes (*Perrin, 2000*), et ce d'autant plus que la terminologie employée est encore fluctuante. Quelques clés de différenciation des modèles ont été proposées (*Clarke, 1973 et Ambroise, 1998*):

- Déterministes ou stochastiques, suivant la nature des variables, des paramètres et/ou des relations entre eux,

- Globaux, semi-distribués ou spatialisés, suivant que le bassin versant est considéré dans l'espace comme une entité homogène, qu'il est divisé en sous-unités supposées homogènes (éventuellement des sous-bassins) ou qu'il est finement discrétisé en mailles,
- Cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant que l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui en sont la cause,
- Empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé (le bassin versant).

Perrin (2000) a proposé une classification simplifiée et assez satisfaisante, dont on distingue trois catégories de modèles, les modèles 'boite-noire', les modèles 'à réservoirs' conceptuels ou empiriques et les modèles fondés sur la physique.

4.3.1. Les modèles 'boite-noire' (black-box)

Ces modèles ont en commun de ne faire appel qu'aux seules variables d'entrée et de sortie d'un bassin, sans faire intervenir de données sur sa nature physique : le bassin est considéré comme une boîte noire (blackbox). Ils s'appuient sur des fonctions et paramètres globaux sans grande signification physique ou non directement reliables à des propriétés mesurables (*Ambroise, 1999*), donnant une description purement mathématique du fonctionnement du bassin versant. On classe dans cette catégorie les modèles ou sous-modèles qui établissent un pur lien mathématique entre les variables d'entrée et de sortie du système. Ces modèles sont globaux.

4.3.2. Les modèles 'à réservoirs', conceptuels ou empiriques

Ces modèles sont schématiquement constitués de réservoirs interconnectés qui assurent la transformation de la pluie en débit. Ils sont moins abstraits que les modèles 'boite noire' dans leur représentation de la transformation pluie-débit, même si leur interprétation physique n'est généralement pas immédiate. Ces modèles sont structurés à partir de deux composants majeurs :

- Un module de production responsable de la détermination des bilans en eau, c'est-à-dire de la répartition de la pluie brute en pluie nette (alimentant le débit), en quantité évaporée et en quantité stockée. Parfois présentes dans les modèles, les fonctions

d'échanges en eau, permettant de simuler des pertes et/ou des apports vers ou de l'extérieur, font généralement partie de ce module ;

- Un module de routage ou transfert permettant d'assurer la répartition temporelle de la quantité d'eau transitant dans le cours d'eau.

Ce type de modèles s'adapte, dans l'ensemble, aux données hydroclimatiques des bassins du Nord de l'Algérie, avec des résultats de simulation satisfaisants (Jean-Pierre *et al.*, 2010 ; Charifi *et al.*, 2006 ; Charifi-Bellabas *et al.*, 2008 ; 2014 ; 2020).

4.3.3. Modèles fondés sur la physique

Contrairement aux modèles précédents qui mettent l'accent sur la représentation du comportement hydrologique final (à l'exutoire), les modèles fondés sur la physique tentent d'utiliser des explications physiques à ce comportement. Ils tiennent compte de la variabilité spatiale du bassin par une discrétisation fine à base de mailles sur lesquelles sont appliquées les lois concernées, ce qui permet de donner une représentation des flux et stocks au sein du bassin. Chacune est caractérisée par un ensemble de paramètres, ayant en principe une signification physique et donc mesurables sur le terrain.

Plusieurs modèles physiques ont été développés, il s'agit à titre d'exemple des modèles SHE (Abbott *et al.*, 1986) ; (Watershed Modeling System WMS ; (Nelson *et al.*, 1999) et SWAT (Soil Water Assessment Tool) (Arnold *et al.*, 1998); (Krysanova and Arnold, 2008).

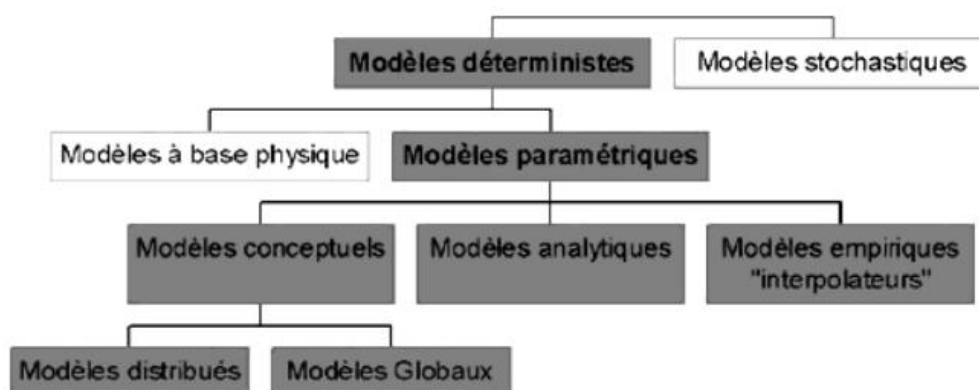


Figure 4- 1 : Différents types de modèles hydrologiques (Bernardara 2007)

4.4. Mise en œuvre des modèles

La mise en œuvre des modèles de simulation implique un certain nombre de phases, conduisant à un modèle opérationnel capable de simuler le système réel. Il s'agit de la

construction, la détermination des paramètres internes, le calage, le test et l'exploitation du modèle ;

- **La construction** ; qui consiste à schématiser le système réel par le biais d'une série d'hypothèses simplificatrices et à en donner une formulation symbolique.
- **La détermination des paramètres internes** ; celle-ci pose un problème ardu à cause de la complexité des mesures in situ.
- **Le calage du modèle** ; permet de déterminer les paramètres d'ajustement (paramètres internes qui n'ont pas de sens physique direct) à partir d'un jeu de données et de réponses mesurées sur le système réel.
- **Le test du modèle** ; est une opération indispensable qui consiste à vérifier l'aptitude du modèle calé à simuler la réalité et cela sur un jeu de données et de réponses mesurées sur le système réel, différent du jeu de données de calage.
- **Exploitation du modèle** ; est la phase opérationnelle du processus pour son utilisation pratique. Dans le cas de la prévision des crues, l'exploitation du modèle étudié consiste en l'extension d'une série de débits à partir de la pluviométrie enregistrée sur le bassin versant.

4.5. Choix et usage

Le choix du type de modèle dépend de l'objectif et des moyens disponibles, et passe par l'analyse et la comparaison de leurs domaines de validité et d'application. En pratique, un critère de choix important est leur coût total de mise en œuvre (temps de calcul et ressources informatiques, temps et coût d'acquisition et de mise en forme des données, temps d'interprétation), augmentant vite avec leur degré de sophistication. Un modèle simple donne souvent de meilleurs résultats qu'un modèle complexe, mais pour un nombre beaucoup plus limité de variables et de conditions (Ambroise, 1999). Néanmoins, mieux un modèle intègre la physique des phénomènes, plus le cadre conceptuel qu'il fournit est évolutif, permettant d'incorporer toute nouvelle connaissance (Charifi et al., 2006).

4.6. Modèle hydrologique GR2M

Afin d'étudier les impacts du changement climatique et des activités humaines sur le débit des cours d'eau dans le bassin du Sebaou, le modèle hydrologique GR2M (Génie Rural au pas de temps Mensuel à 2 paramètres) est utilisé dans cette étude. Avec peu d'ensembles de données (P, ETP, Q) et deux paramètres (X_1 , X_2), ce modèle conceptuel et global est conçu pour transformer les précipitations en ruissellement dans un bassin versant.

Au départ, ce modèle a été développé par Makhoulf et Michel (*Makhoulf and Michel, 1994*), il a été appliqué sur différents bassins versants en France. Le modèle GR2M utilise une agrégation spatio-temporelle et conceptuelle des processus hydrométéorologiques (*Lespinas et al., 2014*). Le choix du modèle, dans cette étude, est justifié par les bons résultats obtenus, tant sur les bassins méditerranéens que dans les bassins versants du Nord de l'Algérie. Parmi ces études sur le modèle GR2M de transformation pluie-débit, on trouve (*Charifi et al., 2006 ; Mouelhi et al., 2006 ; Lavabre et al., 1997 ; Mebarki, 2007 ; Charifi Bellabas et al., 2008 ; Laborde et al., 2010 ; Touazi, 2004 ; Lespinas et al., 2014 ; Zeroual et al., 2013 ; Sellami et al., 2016 ; Allani et al., 2019 ; Zamoum and Souag-Gamane, 2019 ; Charifi Bellabas et al., 2020*).

La version étudiée par *Mouelhi et al., (2006)* et utilisée dans cette recherche, est structurée par deux réservoirs, la production et le routage, et deux paramètres X_1 , la capacité du premier réservoir et X_2 , le paramètre d'échange du réservoir de routage (Figure 4-2.).

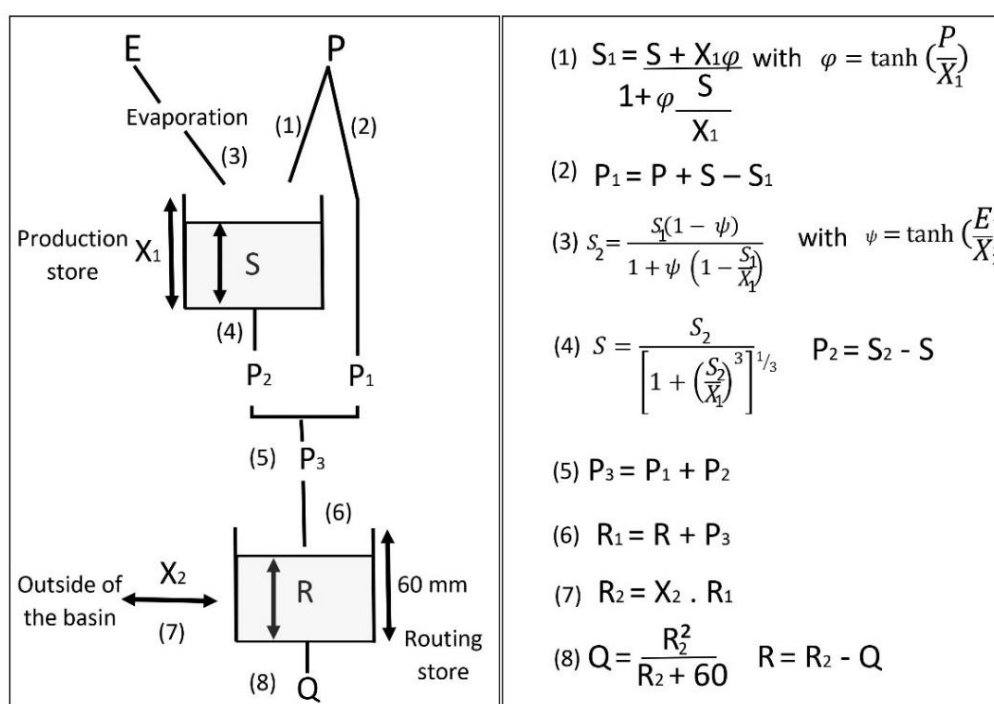


Figure 4- 2 Schéma du modèle hydrologique GR2M (Mouelhi et al., 2006).

4.6.1. Évaluation du modèle

Avant la simulation du débit, par le modèle GR2M, les données d'entrée sont introduites : P, ETP et Q dans la période de référence. Celle-ci est divisée en 2 périodes différentes (calibration et validation). Le modèle est calibré avec deux paramètres X_1 et X_2 , en utilisant le coefficient de Nash-Sutcliffe. Ces paramètres sont ensuite validés dans la deuxième période de validation. Pour l'évaluation des performances du modèle, on s'est basée sur trois coefficients,

qui sont le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe ; (NSE) (Nash and Sutcliffe, 1970), l'erreur de bilan hydrique (Water Balance Error ou WBE) et le coefficient de corrélation (R). Le coefficient NSE est défini par l'équation (4.1) :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (4.1)$$

Le WBE est calculé par l'équation (4.2) comme suit :

$$WBE = 100\% \left(\frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim,i} - \sum_{i=1}^n Q_{obs,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \right) \quad (4.2)$$

Où, $Q_{obs,i}$ et $Q_{sim,i}$ sont respectivement le débit mensuel observé et le débit mensuel simulé, et $(\overline{Q_{obs}})$ est le débit moyen observé.

4.6.2. Modèle hydrologique GR2M pour l'évaluation et séparation des effets des CC et AH sur les écoulements du bassin de Sebaou

Afin de reconnaître et de séparer les différentes réponses du ruissellement au CC et AH, les chercheurs se sont basés sur la corrélation comparative (Chen et al., 2018), l'analyse statistique (Shi and Wang, 2015) et la simulation par les modèles hydrologiques (Ma et al., 2010b ; Tang et al., 2014 ; Kazemi et al., 2020 et Charifi Bellabas et al., 2020).

Les modèles hydrologiques peuvent être appliqués pour évaluer les impacts de la CC sur le débit des cours d'eau; (Sankarasubramanian et al., 2001) a utilisé le modèle ABCD, (Chiew, 2006), les modèles SIMHYD et AWBM, (Ma et al., 2010b) le modèle hydrologique distribué (GBHM) ; (Zeng et al., 2013), le modèle SIMHYD, et (Chang et al., 2016), les modèles hydrologiques TOPMODEL et VIC entre autres.

L'approche de simulation hydrologique, dans le contexte de CC et AH, est basée sur le modèle hydrologique conceptuel, y compris l'outil d'évaluation des sols et de l'eau (Guo et al., 2008), système de modélisation du ruissellement des précipitations (Qi et al., 2009), capacité d'infiltration variable (Zhai et al., 2018), et d'autres modèles de simulation. Ces derniers ont pour objectifs de séparer les contributions relatives du changement climatique et des activités humaines aux changements de ruissellement des bassins versants en comparant les différences, entre le ruissellement observé et simulé pendant la période des activités humaines (période post-changement) et le ruissellement naturel observé pendant la période de référence (Li et al., 2020b) . La première méthode de simulation hydrologique a été utilisée par Onstad et Jamieson

(Onstad and Jamieson, 1970), pour prédire l'impact de l'occupation des sols ou du changement de couverture terrestre sur la variation du ruissellement.

Depuis lors, de plus en plus de chercheurs ont mené des études dans le monde (Awotwi *et al.*, 2019 ; Bao *et al.*, 2012 et Li *et al.*, 2014). Bien que la plupart des modèles hydrologiques conceptuels puissent simuler efficacement le processus hydrologique, ils considèrent rarement explicitement l'effet des caractéristiques de la végétation sur les processus hydrologiques (Li *et al.*, 2020a). Simultanément, la haute exigence relative aux données d'entrée et la grande incertitude de ces modèles (par exemple, l'incertitude d'entrée, l'incertitude des paramètres et l'incertitude structurelle), peuvent provoquer de grandes erreurs, voire une distorsion (Zhou *et al.*, 2018 et Gupta and Govindaraju, 2019). Par conséquent, ces facteurs limitent l'applicabilité de l'approche de simulation hydrologique pour évaluer les impacts du CC et de l'utilisation des terres ou l'occupation du sol sur les cycles hydrologiques (Li *et al.*, 2020a).

Selon Zeng *et al.* (2014), la différence de ruissellement annuel observé dans les deux périodes avant et après le point de rupture désigne les changements totaux du ruissellement causés par les AH et le CC. De plus, la variation du ruissellement annuel causée par les AH, peut être déterminé en analysant la différence entre le ruissellement observé et le ruissellement simulé, dans la période de post-changement. Par conséquent, les impacts des CC sur les variations du ruissellement sont égaux à la différence entre les impacts totaux et les effets des AH (Zeng *et al.*, 2014).

Après avoir identifié le point de rupture dans le débit observé (*dans le chapitre 3*), le modèle hydrologique est calibré et validé dans la période de référence, avant le point de rupture, puis la simulation est réalisée dans la période post-changement (après le point de rupture). La mise en évidence de l'impact des AH est obtenu par la différence entre le débit simulé et le débit observé, dans la période de post-changement, comme suit (Zhan *et al.*, 2012).

$$\Delta Q_H = \overline{Q_{2obs}} - \overline{Q_{2sim}} \quad (4.3)$$

Où $\overline{Q_{2sim}}$ et $\overline{Q_{2obs}}$ sont respectivement le débit moyen simulé et observé, après le point de rupture. Les impacts des AH sont quantifiés par l'équation (4.3), les équations de calcul des impacts des CC sont présentées dans le *chapitre 5*.

4.7. Résultats et discussions

Pour quantifier les impacts des CC et des HA, le modèle hydrologique GR2M est calé et validé dans la période de référence (1968-1985). La période 1968-1979 est utilisée pour caler le modèle, et la période 1980-1985 est employée pour la validation. Les résultats obtenus pour la période de calage sont, respectivement, de 6,27 et 1,05 pour X_1 , la capacité du réservoir de production et X_2 , le paramètre d'échange souterrain. La période de mise en route appliquée pour la période de calage est de 12 mois. Les performances du modèle sont présentées dans le tableau 4.1. Le coefficient de Nash est supérieur à 85% pour les périodes de calage et de validation, et le coefficient de corrélation R est supérieur à 90% dans les deux périodes, de plus l'erreur de bilan hydrique varie de 5% pour la période de calibration à 14% pour la période de validation ; ce qui indique que le modèle hydrologique GR2M donne de bons résultats pour la simulation des débits du Sebaou (*Charifi Bellabas et al., 2020*).

Tableau 4. 1 Performance du modèle GR2M dans les périodes de calage et de validation

Q-Sebaou	NSE (%)	R	WBE(%)
Calibration (1968-79)	88,4	0,91	5
Validation (1980-85)	85,5	0,93	14

Le tableau 4.2 présente l'évaluation et la séparation des impacts et des contributions des CC et des AH, selon le modèle hydrologique GR2M. Les résultats, dans le tableau 4.2, montrent que les impacts des CC et des AH sont tous deux responsables de la régression du débit de ruissellement, dans le Sebaou, de 62 % et 38 % respectivement.

Tableau 4. 2 Séparation des impacts de CC et HA par le modèle hydrologique GR2M

Impacts des CC et AH	Q annuel
Changement total (mm)	-145
Ecoulement observé (mm)	340
Ecoulement simulé (mm)	285
Changement par AH (mm)	-55
Changement par CC (mm)	-90
Contributions des AH (%)	38
Contributions de CC (%)	62

La comparaison des débits d'écoulement observés et simulés dans les périodes de calage et de validation est présentée à la figure 4-3. La figure 4-4 montre la comparaison des débits de ruissellement observés et simulés dans la période post-changement à la station de Baghlia.

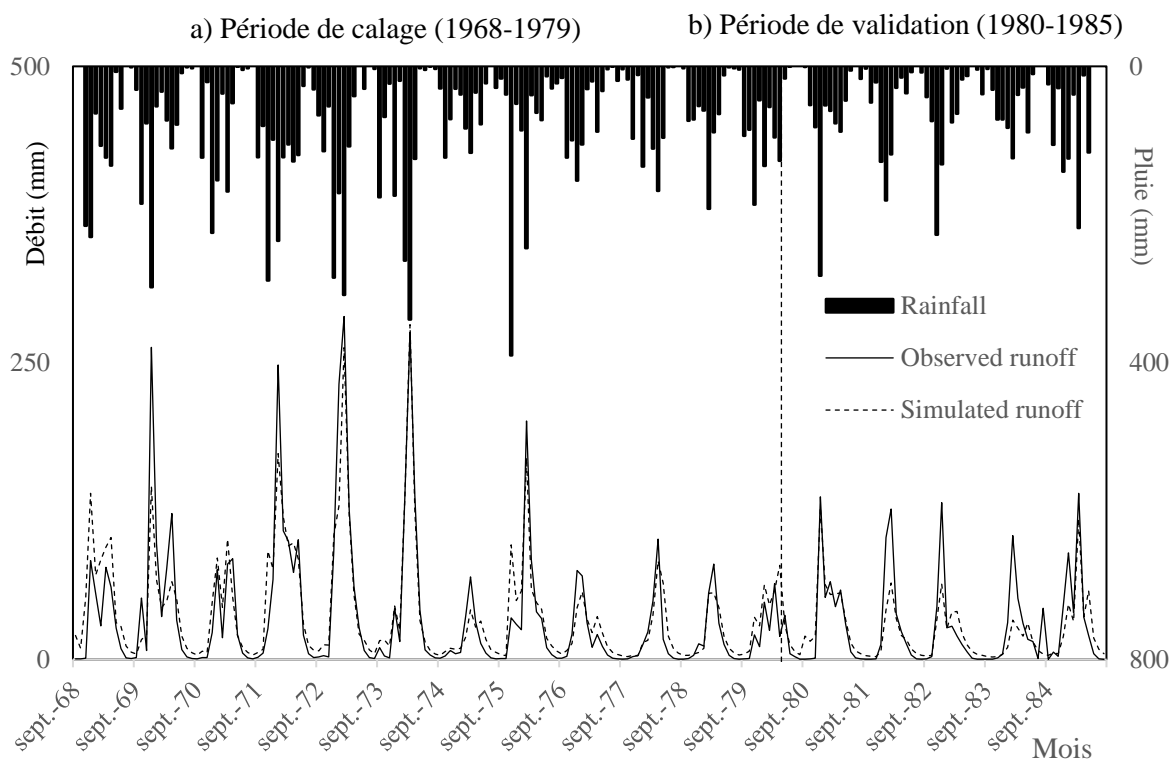


Figure 4- 3 Comparaison des débits observés et simulés dans les périodes a) de calage (1968-1979) et b) de validation (1980-1985) à la station de Baghlia.

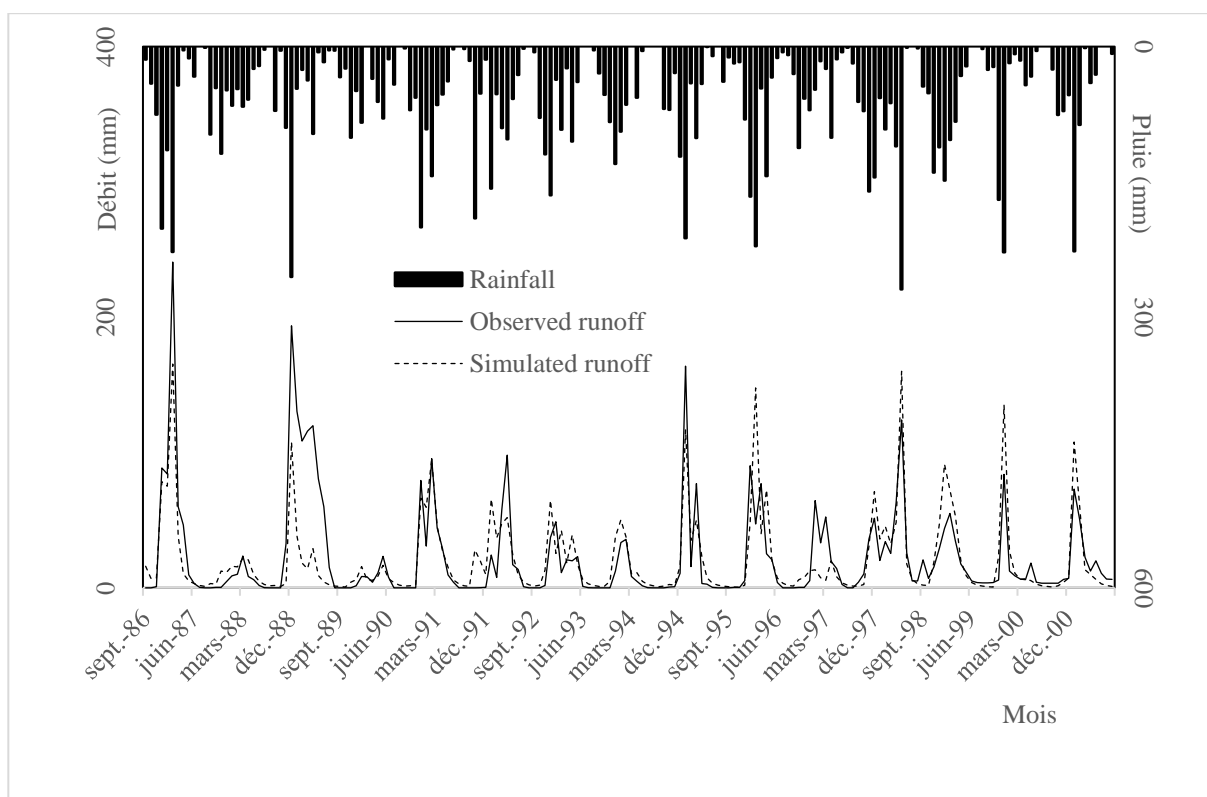


Figure 4- 4 Comparaison des débits observés et simulés pour la période de post-changement (1986-2001) à la station de Baghlia.

4.8. Conclusion

Le modèle hydrologique GR2M s'adapte bien aux données hydroclimatiques du bassin de Sebaou, vu les coefficients de Nash (supérieurs à 85% en calage et validation), WBE (inférieur à 14%) et le coefficient de corrélation R qui sont satisfaisants dans les deux périodes de calage et de validation. L'impact des CC, par l'approche de modélisation hydrologique, sur la diminution du débit des cours d'eau est plus important que celui des AH dans le bassin de Sebaou. En effet la contribution des CC calculée par le modèle hydrologique GR2M est estimée à 62% et celle des AH est évaluée à 38%.

Chapitre 5

*Approche de séparation
des effets des CC et AH
sur les écoulements*

Chapitre 5 : Approche de séparation des effets des CC et AH sur les écoulements

5.1. Introduction

A l'heure actuelle, l'étude d'impact de l'accroissement et la propagation des CC et AH sur le cycle de l'eau, dans le monde, est devenu une priorité des études hydrologiques et climatiques récentes (Joos *et al.*, 2001 ; Qin *et al.*, 2014). Parmi les méthodes d'évaluation des impacts, de la modification du système climatique sur le cycle hydrologique, l'hypothèse de Budyko, en tant qu'outil théorique important, a été largement adoptée (Yang *et al.*, 2008a ; Zhang *et al.*, 2019 ; Kazemi *et al.*, 2020 ; Rakhimova *et al.*, 2020 et Charifi Bellabas *et al.*, 2020). Les activités humaines présentent une grande variabilité selon les régions et les saisons. Selon le GIEC (Qin *et al.*, 2014), l'impact des activités humaines sur le système climatique est clair et croissant. Les AH individuelles sont susceptibles de nuire au climat, en augmentant les risques en nature associés.

La réponse des systèmes de ressources en eau dans différentes zones géographiques diffère considérablement et peut augmenter la fréquence des événements climatiques extrêmes, entraînant des sécheresses et des inondations plus graves (Huang *et al.*, 2017) ; (Dai *et al.*, 2020). Elle conduit à aiguïser la contradiction de l'approvisionnement dans certaines zones où les ressources en eau sont rares, ce qui devrait faire l'objet d'une attention suffisante de la part des services de gestion des ressources en bassin versant (Li *et al.*, 2020a).

Par conséquent, l'identification de la principale force motrice derrière les changements de ruissellement est essentielle pour comprendre les changements dans les ressources en eau disponibles. Néanmoins, l'approche de séparation des effets du CC et AH sur la variation des écoulements, dans les cours d'eau, présente une problématique privilégiée et difficile dans l'étude hydrologique moderne (Li *et al.*, 2020a).

Parmi les méthodes de recherche actuellement utilisées, dans ce contexte, figurent principalement la simulation hydrologique et l'approche basée sur Budyko (Wang, 2014 ; Li *et al.*, 2018). L'évapotranspiration de la surface terrestre est un phénomène hydrologique très variable, tant dans l'espace que dans le temps, qui reste difficile à quantifier directement, même à un seul endroit. L'importance hydrologique de l'évapotranspiration, comme mode de transfert de l'eau, apparaît en comparant les volumes annuels moyens de l'évapotranspiration terrestre mondiale et le ruissellement, ce qui montre qu'actuellement, l'évapotranspiration terrestre

annuelle est supérieure d'environ 54 % au ruissellement annuel hors des continents (Sposito, 2017).

5.2. Modèle de l'élasticité climatique

Le changement total du ruissellement, comme combinaison du changement climatique et les activités humaines, est exprimé par l'équation (5.1), comme suit :

$$\Delta Q_T = \Delta Q_{CC} + \Delta Q_{AH} \quad (5.1)$$

Où, le ruissellement annuel moyen de la variabilité observée est indiqué comme suit : ΔQ_T l'évolution du ruissellement dû à la variabilité du climat est indiqué sur le site ΔQ_{CC} , et l'évolution du ruissellement annuel moyen qui en résulte de l'activité humaine est indiqué sous ΔQ_{AH} . Les équations (5.2) et (5.3) présentent la contribution relative de la variabilité du climat et de l'activité humaine des activités au ruissellement. Les contributions relatives (CR) de la variabilité du climat et de l'activité humaine au ruissellement sont données par les équations 5.2 et 5.3 :

$$CR_{CC} = \frac{\Delta Q_{CC}}{\Delta Q_T} * 100 (\%) \quad (5.2)$$

$$CR_{AH} = \frac{\Delta Q_{AH}}{\Delta Q_T} * 100 (\%) \quad (5.3)$$

Où, CR_{CC} et CR_{AH} indiquent les pourcentages de l'impact causé par le changement du climat et l'effet des activités anthropiques sur le ruissellement, respectivement.

Le concept de l'élasticité du débit a été introduit, pour la première fois, par Schaake (Schaake, 1990) pour évaluer la sensibilité du débit des cours d'eau aux changements climatiques (variable climatique) (Schaake and Liu, 1989). Par la suite, dans le but de développer un modèle robuste et approximativement non biaisé de l'estimateur de la sensibilité du ruissellement au climat, Sankarasubramanian et al.(2001) ont développé une approche de l'élasticité climatique qui puisse être performante selon différentes hypothèses du modèle (Sankarasubramanian et al., 2001). L'élasticité climatique du débit peut être déterminé par la variation proportionnelle du débit Q divisée par la variation proportionnelle d'une variable climatique telle que la précipitation P (Sankarasubramanian et al., 2001). L'équation suivante définit l'élasticité $\varepsilon_{Q/X}$ du débit Q à une variable climatique X :

$$\frac{\Delta Q}{Q} = \varepsilon_{Q/X} \frac{\Delta X}{X} \quad (5.4)$$

Où, \bar{Q} et \bar{X} sont les valeurs moyennes à long terme du débit et de la variable climatique, respectivement, et l'opérateur Δ indique l'écart entre les valeurs datées et les valeurs moyennes et $\varepsilon_{Q/X}$ présente l'élasticité climatique.

Une autre définition de l'élasticité climatique, a été proposée par *Andréassian et al., 2016*, exprimée par le rapport des deux quantités absolues (exprimés en mm/an pour le débit, pluie ou ETP). Ainsi l'élasticité absolue (adimensionnelle $e_{Q/X}$) est donnée par l'équation 5.5 comme suit (*Andréassian et al., 2016*) :

$$\Delta Q = e_{Q/X} \Delta X \quad (5.5)$$

La sensibilité du ruissellement au changement climatique peut être estimée à l'aide de l'élasticité du climat. La variation de débit causée par le CC peut être caractérisée comme suit (*Zheng et al., 2009*):

$$\Delta Q_{CC} = \varepsilon_P \left(\frac{Q}{P}\right) \Delta P + \varepsilon_E \left(\frac{Q}{E}\right) \Delta E \quad (5.6)$$

Où, ΔP et ΔE sont les variations des précipitations et de l'ETP, respectivement et ε_P et ε_E sont respectivement l'élasticité du débit aux précipitations et à l'ETP.

La méthode de l'élasticité analytique a été utilisée pour définir la contribution de chacune des deux variables influençant le débit. L'équation (5.7) a été développée à partir de l'équation de Budyko (*Schaake, 1990 ; Yang and Yang, 2011*):

$$\varepsilon_P(P, Q) = \frac{dQ}{dP} \cdot \frac{P}{Q} \quad (5.7)$$

Le changement total ΔQ entre les périodes de référence et de post-changement peut être estimé par la différence de débit observée dans les deux périodes comme suit (*Zhang et al., 2011*) :

$$\Delta Q = \overline{Q_{2obs}} - \overline{Q_{1obs}} \quad (5.8)$$

Où, $\overline{Q_{1obs}}$ et $\overline{Q_{2obs}}$ sont les débits observés dans les périodes de référence et de post-changement, respectivement. Les deux périodes sont obtenues en divisant la période d'étude par le point de rupture. L'élasticité du débit est d'abord estimée, en utilisant la méthode basée sur la sensibilité ou la méthode non paramétrique, puis ΔQ_{CC} est calculé à l'aide de l'équation (5.6). Pour quantifier et dissocier les impacts des CC et des HA, une seule des variables (ΔQ_{CC} ou ΔQ_{AH}) doit être estimée (*Zeng et al., 2014*). Par la suite l'autre variable est déduite par l'équation (5.1).

5.2.1. Historique sur la méthode de Budyko

Depuis les années 1900, des efforts considérables ont été effectués pour formuler le bilan eau-énergie annuel moyen. Certain nombre de fonctions ont été proposées pour décrire la relation entre les valeurs moyennes annuelles de l'évaporation E et les précipitations P , incorporant l'effet de l'énergie, exprimé en termes de l'évapotranspiration potentielle (ETP) (Schreiber, 1904; Ol'dekop, 1911; Turc, 1954; Budyko, 1958; Pike (1964). En 1974 Budyko a démontré par le biais de l'hypothèse que l'énergie disponible (rayonnement net), mesurée par l'ETP, et l'eau disponible, représentée par P , étaient les principaux facteurs déterminant le taux d'évapotranspiration sur le long terme (Budyko, 1974).

Mikhail Ivanovich Budyko est un ancien météorologue de l'Union soviétique. Lors d'une étude sur l'équilibre eau-énergie global, il a découvert que l'évapotranspiration annuelle moyenne dépend principalement de l'équilibre relatif entre la capacité d'évaporation et les précipitations, (Budyko, 1948). C'est pourquoi Budyko en 1974 (Budyko, 1974) a proposé l'équation du bilan eau-énergie (c'est-à-dire les formules basées sur les hypothèses de Budyko). Après des décennies de recherche et de développement, quelques équations mathématiques, avec différentes formes de paramètres (par exemple, pas de paramètres, un seul paramètre, et paramètres multiples) ont été proposé en représentant le cadre ou hypothèses de Budyko (Fu, 1981 ; Dooge et al., 1999 ; Zhang et al., 2001 ; Arora, 2002 et Yang et al., 2008b). Dans des études récentes, les formes largement utilisées sont les équations de Fu, Turc-Pike et Zhang (Fu, 1981 ; Zhang et al., 2001 et Pike, 1964).

Sur une base annuelle moyenne, l'indice de sécheresse \emptyset défini comme le rapport de L'évapotranspiration potentielle aux précipitations a été authentifié comme un facteur dominant dans la détermination du bilan hydrique à l'aide d'un modèle à un paramètre (Zhang et al., 2008). En revanche, le facteur d'évaporation de la surface terrestre doit satisfaire à deux conditions aux limites.

Les conditions d'approvisionnement en eau pour l'évaporation de la surface terrestre sont exprimées par le rapport entre l'évaporation et les précipitations (rapport d'évaporation E/P), et les conditions d'approvisionnement en énergie pour l'évaporation de la surface terrestre sont exprimées par le rapport entre l'évaporation potentielle et les précipitations (indice de sécheresse ou d'aridité \emptyset). Dans des conditions d'humidité extrême, toute l'évaporation potentielle est convertie en capacité d'évaporation potentielle et sous l'extrême condition de sécheresse, les précipitations sont converties en évaporation (c'est-à-dire, dans les deux cas E/P

tend vers 1) (Li et al., 2020b). L'hypothèse bien connue de Budyko exprime que le rapport de E/P est fonction du rapport de ETP/P comme suit (Budyko, 1974 ; Arora, 2002) :

$$\frac{E}{P} = F \left(\frac{ETP}{P} \right) = F(\Phi) \quad (5.9)$$

Où, la fonction F représente la relation monotone croissante entre l'indice d'aridité ($\Phi = ETP/P$) et le rapport d'évapotranspiration ($F(\Phi) = E/P$). La limite d'ordre zéro et les conditions aux limites pour la relation sont donnés par l'équation suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} E \rightarrow ETP, \text{ si } \frac{ETP}{P} \rightarrow 0 \\ E \rightarrow P, \text{ si } \frac{ETP}{P} \rightarrow \infty \\ 0 \leq E \leq \min(P, ETP) \end{array} \right. \quad (5.10)$$

L'hypothèse de Budyko était à l'origine destinée à supposer que le rapport annuel moyen d'évapotranspiration était principalement déterminé par les conditions climatiques pour différents bassins versants ou régions, sans tenir compte des effets des caractéristiques du bassin versant (Zhou et al., 2015). Par la suite, d'autres hypothèses sont développées, en prenant en considération les propriétés du bassin versant autre que P et ETP (tels que la capacité de stockage de l'eau dans le sol et la couverture végétale) dans les méthodes basées sur Budyko, et ceci par l'introduction des paramètres de modèle (Fu, 1981 ; Zhang et al., 2001 ; Yang et al., 2008b ; Zhou et al., 2015 ; Zhou et al., 2016 ; Wang et al., 2016 et Sposito, 2017). Dans ce cas l'hypothèse de Budyko est transformée en équation de la forme suivante :

$$\frac{E}{P} = F \left(\frac{ETP}{P}, c \right) = F(\Phi, c) \quad (5.11)$$

Où, c est un paramètre représentant les caractéristiques du bassin versant. Ce paramètre est utilisé pour définir les différentes courbes de Budyko (Arora 2002). Dans ce contexte, des équations sont dérivées en supposant que P et ETP sont indépendantes ; (Zhang et al., 2001 ; Yang et al., 2008b ; Zhou et al., 2015 et Zhang et al., 2019).

5.2.2. Cadre et hypothèses de la méthode de Budyko

L'équation de Budyko a atteint un statut symbolique en science hydrologique, pour sa représentation concise et précise de la relation entre l'évapotranspiration annuelle et le bilan hydrique et énergétique (eau-énergie) au moyen et à long terme et à l'échelle des bassins versants (Sposito, 2017). A l'échelle du bassin versant, l'ETP est un indicateur clé du processus hydrologique, qui contribue à la gestion des ressources en eau, particulièrement dans le contexte des changements climatiques et de l'utilisation anthropique intensive des surfaces terrestres (Sposito, 2017). Le bilan hydrique des bassins hydrographiques est contrôlé par des variables

climatiques et des caractéristiques du bassin versant. Ces facteurs présentent une variabilité spatiale et temporelle et des interactions considérables entre eux (Zhang et al., 2008). Le cycle hydrologique et l'équilibre énergétique entre la surface terrestre et l'atmosphère déterminent et contrôlent simultanément la répartition des précipitations (P), en évapotranspiration (E) et ruissellement (Q), résultant en un équilibre couplé eau-énergie sur des données climatologiques à long terme. (Zhou et al., 2015). Parmi les équations les plus utilisées, basées sur les hypothèses de Budyko, l'équation de la fonction rationnelle de Fu (1981), ou l'évapotranspiration annuelle est exprimée par l'équation de type Budyko à un paramètre (Teng et al., 2012 ; Jiang et al., 2015).

$$E = P \left(1 + \emptyset - (1 + \emptyset^w)^{\frac{1}{w}} \right), \quad w > 1 \quad (5.12)$$

Avec w est un paramètre qui tient compte des propriétés du bassin versant qui contrôle la répartition des précipitations en évapotranspiration et ruissellement et \emptyset est l'indice d'aridité. L'estimation du coefficient w (eau-plante) a été effectuée par Zhang et al. 2001 pour plus de 250 bassins versants dans le monde. La recherche de Zhang et al. (2001) a fait référence à un certain nombre d'études qui indiquent que les racines profondes jouent un rôle hydrologique important dans les systèmes végétaux, en particulier dans les zones sèches et ont tenté de surmonter cette limitation en développant une nouvelle formule (Eq. 5.13). Ils expriment le taux d'évaporation en fonction de l'indice d'aridité \emptyset et un coefficient d'eau disponible pour les plantes w qui tente de prendre en compte les déviations dans le rapport d'évaporation en raison de la variabilité de la rétention d'eau et la capacité du sol, comme le souligne (Arora, 2002 ; Milly, 1994) :

$$\frac{E}{P} = \frac{1+w\emptyset}{1+w\emptyset+1/\emptyset} \quad (5.13)$$

En utilisant les données provenant de plus de 250 bassins versants, qui varie de 1 à 600000 km², et en précipitations de 35 à 2980 mm, Zhang et al. (Zhang et al., 2001) a estimé la valeur du coefficient de l'eau disponible pour les plantes (w) de 2,0 pour les bassins versants dominés par les forêts, et 0,5 pour les bassins versants dominés par les herbes et cultures. Une valeur plus élevée de w pour les forêts implique un rapport d'évaporation plus important pour une valeur donnée de \emptyset . La valeur de $w=1$ (coefficient de l'eau w disponible pour la plante) a donné les mêmes résultats pour les différents auteurs tels que (Zhang et al., 2001 ; Schreiber, 1904 ; Budyko, 1948 ; Pike, 1964). La relation de Budyko (Budyko, 1948) a également été testée à l'aide des données d'un modèle de circulation générale (MCG) (Koster and Suarez, 1999). Ces auteurs ont également développé une relation, similaire à celle de Budyko, qui exprime le

rapport de l'écart-type de l'évapotranspiration à celle des précipitations (σ_{ETP}/σ_P) en tant que fonction de l'indice d'aridité (Arora, 2002).

L'incorporation de la végétation dans le cadre original de Budyko a amélioré l'efficacité globale du modèle, même si les informations sur la végétation ne contribuent que de manière modeste mais significative à cette amélioration. Cependant, la contribution relative du type de végétation fait encore l'objet de débats intenses (Zhang *et al.*, 2001) ; (Oudin *et al.*, 2008). Bien que les résultats de la recherche aient quantifié les contributions relatives des caractéristiques du bassin versant et de l'indice d'humidité au rendement relatif en eau à l'aide des données publiées dans le monde entier (Zhou *et al.*, 2015), l'effet de la végétation sur le bilan hydrique peut varier d'une région à l'autre comme beaucoup d'autres facteurs qui affectent le cycle de l'eau (Wang *et al.*, 2016). La figure 5-1 montre la courbe de Budyko et les changements éventuels dans le rapport E/P et ETP/P selon Jiang *et al.* (2015).

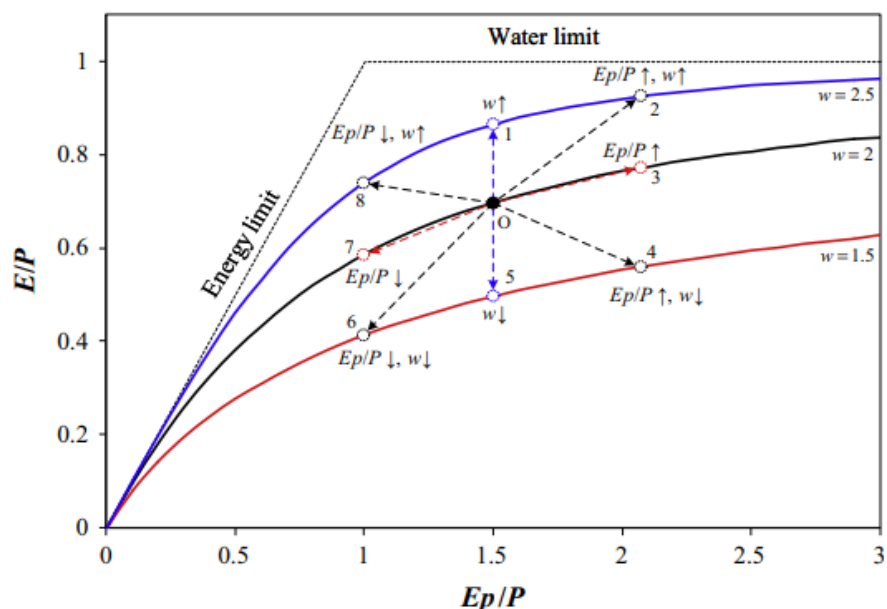


Figure 5- 1 Courbe de Budyko par Jiang *et al.* 2015 selon l'équation de Fu (1981), montrant les 8 possibles changements de direction de la relation entre le rapport E/P et l'indice d'aridité \emptyset (Jiang *et al.* 2015).

L'évapotranspiration annuelle est généralement plus importante pour les bassins forestiers que pour les bassins versants non forestiers. Les arbres et les boisements augmenteront l'évapotranspiration du bassin versant par rapport aux pâturages ou aux cultures. Cela a des implications sur le bilan hydrique des bassins versants en termes de la gestion de l'occupation des sols à des fins multiples et des stratégies de réhabilitation. L'évapotranspiration dans un bassin versant est déterminée par l'interaction de l'approvisionnement en eau (précipitations totales) et la demande atmosphérique (évapotranspiration potentielle), équilibré par les plantes.

La figure 5-2 présente le rapport $E/P = F(\emptyset)$ pour les différentes valeurs de w (Zhang *et al.*, 2001).

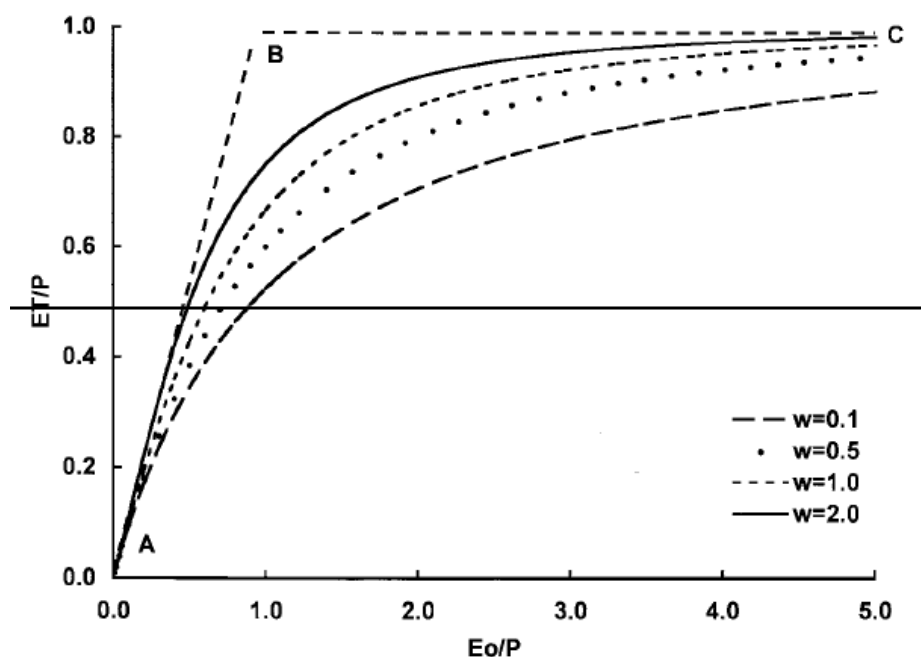


Figure 5- 2 Rapport des valeurs moyennes de l'évapotranspiration annuelle sur P en fonction de l'indice d'aridité \emptyset pour différentes valeurs du coefficient w (coefficient de disponibilité d'eau pour les plantes (Zhang *et al.*, 1999).

Zhang *et al.* (1999) a également comparé les résultats obtenus par l'équation (5.13) avec ceux de Budyko (1974) ; Schreiber (1904) et Pike (1964), donnés dans la figure 5-3. Cette dernière montre que les variations des rapports ET/P et \emptyset sont quasi-similaires à la courbe de Budyko (1974), présentant la même allure pour les valeurs de w .

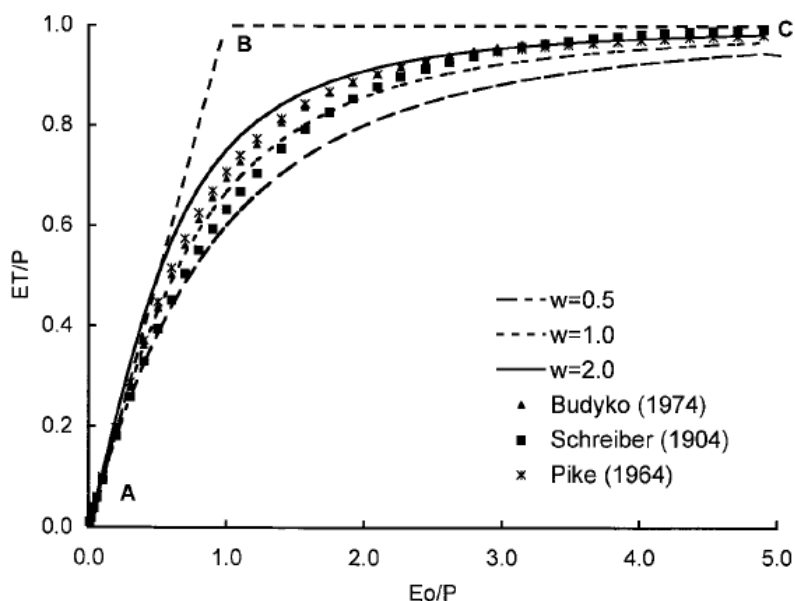


Figure 5-3 Comparaison de l'équation (5.13) avec les relations développées par Budyko (1974), Schreiber (1904) et Pike (1964) selon Zhang et al., (1999).

La relation donnée dans l'équation (5.13) présente des avantages par rapport aux modèles traditionnels, ce qui nécessite peu de données et étant très facile à appliquer à un bassin versant individuel ou dans le cadre d'une modélisation spatiale. Ce modèle est un outil pratique qui peut être facilement utilisé, pour prévoir les conséquences du reboisement, et des utilisations potentielles dans la gestion de la végétation à l'échelle de nombreux bassins versants étudiés (Zhang et al., 1999). L'hypothèse de Budyko (Budyko, 1974) suggère que le bilan hydrique annuel moyen à l'échelle du bassin versant est régi au premier ordre par le macro-climat et résulte de l'interaction entre les caractéristiques du paysage et les propriétés climatiques, une interaction qui conduit à un effet de partage (Troch et al., 2013). À mesure que les liens étroits entre la partition hydrologique et les processus sol-végétation-climat à l'échelle du bassin versant sont confirmés, l'interaction pourrait également être appelée co-évolution (Troch et al., 2013 ; Gentine et al., 2012 ; Chen et al., 2013). Sur la base des études examinées ci-dessus, de nombreuses équations de type Budyko ont été proposées avec l'incorporation d'un paramètre supplémentaire indiquant les facteurs de contrôle sur le bilan hydrique annuel moyen (Wang et al., 2019). En se basant sur la loi du bilan hydrique, le ruissellement Q au niveau du bassin versant peut être exprimé comme suit :

$$Q = P - E - \Delta S \quad (5.14)$$

Ou P est la pluie observée, E l'évapotranspiration calculée, par l'équation type Budyko (équation 5.9), ΔS est la variation du stockage de l'eau dans le sol, sur le long terme cette quantité est négligeable $\Delta S = 0$ (Jiang et al., 2015).

5.2.3. Utilisation de l'indice d'aridité pour estimer la variation du ruissellement

L'utilisation de l'indice d'aridité est étendue pour obtenir une estimation de la variation du ruissellement annuel, due à un changement climatique, en donnant des informations sur les changements des précipitations et l'évaporation potentielle (Arora, 2002). Un changement dans le climat peut modifier les précipitations et l'évaporation potentielle, ou les deux. Une modification du l'évaporation potentiel peut être due à (1) un changement de température (par exemple, en raison du réchauffement climatique), (2) un changement des rayonnements associés à une modification de l'albédo (par exemple au changement d'affectation des terres), ou (3) les deux (Arora, 2002). La modification du ruissellement due au changement des précipitations et l'évaporation potentielle sont données par

$$\Delta Q = \Delta P - \Delta E \quad (5.15)$$

$$\Delta Q = \Delta P [1 - F(\phi) + \phi F'(\phi)] - \Delta E F'(\phi) \quad (5.16)$$

L'approche de Budyko et la prise en compte de l'indice d'aridité est étendu pour obtenir une expression de variation dans le ruissellement annuel, en indiquant les changements dans les précipitations et l'évaporation potentielle (Arora, 2002). Basée sur le bilan hydrique, elle fournit un outil simple et efficace pour évaluer les impacts du climat et des activités anthropiques sur les variations du ruissellement au niveau d'un le bassin versant (Zhang et al., 2008 ; Wang and Hejazi, 2011 ; Zhang et al., 2019). Cette méthode, Comparée à l'approche de simulation hydrologique, présente des avantages pour réduire l'incertitude en raison des exigences relativement faibles pour la sélection des paramètres et la construction du modèle (Guo et al., 2019). De plus, ses besoins en données sont relativement faibles, ce qui inclut non seulement les facteurs climatiques sous-jacents du bassin, mais également les paramètres reflétant les caractéristiques de la surface sous-jacente du bassin d'intérêt (Yang et al., 2008b ; Liu et al., 2017). Ainsi, l'approche de Budyko est une méthode idéale pour évaluer les impacts du changement climatique et des activités humaines sur les changements du débit de ruissellement dans les bassins versants (Li et al., 2020a).

Dans le cadre de l'étude d'impact des CC et AH, différentes formes fonctionnelles ont été développées pour quantifier la relation entre E / P et l'indice d'aridité ϕ (Milly, 1993 ; (Fu, 1981 ; Dooge et al., 1999 ; Zhang et al., 2001 ; Arora, 2002 ; Patterson et al., 2013 et Yang et

al., 2014) parmi d'autres. *Patterson et al. (2013)* a appliqué les hypothèses de Budyko sur l'Atlantique Sud pour évaluer l'impact du climat et des facteurs humains, sur le débit des cours d'eau au cours de la période 1970-2005, et a constaté que la variabilité du climat était supérieure à la variabilité humaine en ce qui concerne la mesure dans laquelle le débit des cours d'eau est affecté sur des périodes plus courtes (soit 1 à 5 ans). *Yang et al. (2014)* a divisé la Chine en 210 sous-bassins sur la base de la méthode du bilan hydrique et de l'hypothèse de Budyko et a conclu que le paramètre (exposant n) dans la formule de Budyko avait des caractéristiques régionales significatives.

La méthode basée sur l'hypothèse de Budyko (*Budyko, 1948*) ; (*Budyko, 1974*) est une approche holistique qui suppose que l'équilibre hydrique est contrôlé par la disponibilité en eau et la demande atmosphérique (*Chang et al., 2016*). Elle est appliquée pour estimer l'élasticité du climat ε_p fondé sur l'hypothèse de Budyko, comme suit (*Dooge et al., 1999* ; *Arora, 2002*):

$$\varepsilon_p = 1 + \frac{\phi F'(\phi)}{1-F(\phi)} = 1 + \beta \quad (5.17)$$

Et pour toute fonction de Budyko où le rapport d'évapotranspiration est fonction de l'indice d'aridité

$$\varepsilon_p + \varepsilon_E = 1 \quad (5.18)$$

$$\phi = \frac{ETP}{P} \quad (5.19)$$

Où,

ϕ est l'indice d'aridité ; $F(\phi)$ et $F'(\phi)$ peuvent être décrits sous différentes formes (*Arora, 2002*) ; (*Zeng et al., 2014*). Lorsque $\phi < 1$, le climat est humide, par contre pour $\phi > 1$ le climat est aride. Le tableau 5.1 montre les six formes couramment utilisées et qui sont adoptés dans cette étude.

Tableau 5. 1 : Les Six formules utilisées basées sur l'hypothèse de Budyko.

	F (ϕ)		F' (ϕ)	
Schreiber (1904)	$1 - e^{-\phi}$	(5.20)	$e^{-\phi}$	(5.21)
Ol'dekop (1911)	$\phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right)$	(5.22)	$\tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) - 4/\left[\phi(e^{-\frac{1}{\phi}} + e^{\frac{1}{\phi}})^2\right]$	(5.23)
Budyko (1948)	$\sqrt{\phi \tanh(1/\phi)(1 - e^{-\phi})}$	(5.24)	$0.5\left[\frac{1}{\sqrt{\phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right)(1 - e^{-\phi})}}\right] * \left[\left(\tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) - \operatorname{sech}^2\left(\frac{1}{\phi}\right)/\phi\right) (1 - e^{-\phi} + \phi \tanh\left(\frac{1}{\phi}\right) e^{-\phi})\right]$	(5.25)
Turc-Pike (1964)	$(1 + \phi^{-2})^{-0,5}$	(5.26)	$1/\left[\phi^3\left(1 + \left(\frac{1}{\phi}\right)^2\right)^{1,5}\right]$	(5.27)
Fu (1981)	$1 + \phi - (1 + \phi^\alpha)^{1/\alpha}, \alpha = 2,5$	(5.28)	$1 - (1 + \phi^\alpha)^{\frac{1}{\alpha-1}} \phi^{\alpha-1}$	(5.29)
Zhang et al. (2001)	$\frac{1+\omega\phi}{1+\omega\phi+\frac{1}{\phi}}, \omega = 1$	(5.30)	$\frac{\omega+\frac{2\omega}{\phi}-1+\frac{1}{\phi^2}}{\left(1+\omega\phi+\frac{1}{\phi}\right)^2}$	(5.31)

5.3. Méthode empirique (non paramétrique)

La méthode non-paramétrique (empirique) utilisée par *Sankarasubramanian et al.* (Sankarasubramanian et al., 2001). Il était le premier à évaluer l'élasticité, comme la médiane des anomalies de débit annuel. *Chiew, 2006 et Potter et al. 2010*, l'ont également utilisé pour rationaliser les réductions simultanées des précipitations et du débit des cours d'eau (*Chiew, 2006*) ; (*Potter et al., 2010*). Par la suite *Potter et al. en 2011* ont proposé d'évaluer l'élasticité en utilisant une régression linéaire multiple reliant les valeurs de ruissellement annuel transformées aux irrégularités annuelles de précipitation et de température (*Potter et al., 2011*). En 2016 *Andréassian et al.* ont estimé l'élasticité empirique du climat, sur les données de 519 bassins français, en utilisant des modèles de régression univariés et bivariés ; les moindres carrés ordinaires (OLS) et les moindres carrés généralisés (GLS) (*Andréassian et al., 2016*). Au pays de l'Euphrate, *Al-Hasani* a également utilisé l'élasticité empirique pour étudier la sensibilité des écoulements du bassin versant de Tigris (Irak) aux précipitations et aux ETP (*Al-Hasani, 2019*). Les résultats obtenus par ces auteurs ont affirmé que l'élasticité empirique peut fournir une estimation de l'impact du changement climatique sur l'hydrologie et permet aussi de se baser sur les observations passées pour prédire l'impact des changements futurs.

L'élasticité empirique pourrait fournir un point de référence pratique permettant de tester les prévisions des modèles hydrologiques complexes, afin d'évaluer les impacts des CC et des AH sur les débits des cours d'eau (*Coron et al., 2014 ; Andréassian et al., 2016*). La méthode empirique est appliquée, en utilisant des données mesurées durant les deux périodes, obtenus par le point de rupture (de référence et de post-changement), pour évaluer l'élasticité climatique du débit des cours d'eau. Elle a été développée par (*Sankarasubramanian et al., 2001*) et est évaluée par l'équation suivante :

$$\varepsilon_p = \text{médiane} \frac{(Q_i - \bar{Q})/\bar{Q}}{(P_i - \bar{P})/\bar{P}} \quad (5.32)$$

Où Q_i , P_i est le débit et les précipitations annuelles, et \bar{Q} , \bar{P} sont la moyenne annuelle de débit et pluie respectivement. L'expérience, étudiée par (*Sankarasubramanian et al., 2001*), révèle que l'estimateur non paramétrique donné dans l'équation (5.32) est utile, a une faible distorsion et est aussi plus robuste que les approches fondées sur des modèles de simulation hydrologique, notamment pour évaluer la sensibilité du débit des cours d'eau au climat. L'approche non paramétrique ne nécessite pas d'hypothèse de modèle ni de stratégie de calage (*Sankarasubramanian et al., 2001*).

5.4. Résultats et discussion

L'élasticité du débit est affectée par le paramètre \emptyset de l'indice d'aridité, selon la méthode basée sur la sensibilité, et les impacts du CC sur le débit sont évalués par les six méthodes basées sur Budyko (Zeng *et al.*, 2014) : qui sont (Schreiber, 1904 ; Ol'Dekop, 1911 ; Budyko, 1948 ; Pike, 1964 ; Fu, 1981 ; Zhang *et al.*, 2001).

L'équation (5.17) ainsi que les équations (5.20 à 5.31), données dans le tableau (5.1), sont utilisées pour le calcul du coefficient de l'élasticité climatique, dont les résultats sont présentés dans le tableau (5.2). Le calcul du coefficient de l'élasticité climatique, par la méthode empirique est basé sur l'équation (5.32). La valeur de l'indice d'aridité dans le bassin du Sebaou est d'abord calculée, qui est égal à 1.2. La méthode basée sur Budyko et la méthode empirique (non-paramétrique) sont appliquées pour estimer l'élasticité du débit du cours d'eau aux précipitations.

Tableau 5.2 Calcul du coefficient de l'élasticité climatique ϵ_p par les différentes méthodes

Méthode	ϵ_p
Empirique	2,20
Schreiber (1904)	2,22
Ol'dekop (1911)	1,63
Budyko (1948)	2,52
Turc-Pike (1964)	2,37
Fu (1981)	2,19
Zhang (2001)	2,13

Les coefficients d'élasticité du débit aux précipitations sont respectivement de 2.22, 1.63, 2.52, 2.37, 2.19, 2.13 et 2.20 selon Schreiber, Ol'dekop, Budyko, Turc-Pike, Fu, Zhang et la méthode empirique. Sur la base de ces coefficients, les impacts du CC sur la réduction du débit des cours d'eau sont quantifiés et présentés dans le tableau 5.3.

Les variations de débit causées par le CC sont respectivement de -85, -79, -87, -86, -84, -84 et -84 mm pour les sept méthodes. Les taux de contribution correspondants sont respectivement de 58 %, 54 %, 60 %, 58 %, 58 %, 58 % et 58 %, et la valeur moyenne de contribution des CC est de 58 %. Les formules de Schreiber, Turc-Pike, Fu et Zhang donnent le même pourcentage (58%) des effets des CC sur la diminution des débits du bassin de Sebaou, par contre les

formules d'Ol'dekop et Budyko montrent les valeurs de 54% et 60% respectivement (Charifi Bellabas et al., 2020).

Tableau 5. 3 Séparation des impacts des CC et AH sur la variation annuelle du ruissellement à l'aide du modèle d'élasticité climatique (méthode empirique et Budyko).

Méthode	Variation du ruissellement par CC (mm)	Contribution des CC (%)	Contributions des AH (%)
Empirique	-84	58	42
Schreiber (1904)	-85	58	42
Ol'dekop (1911)	-79	54	46
Budyko (1948)	-87	60	40
Turc-Pike (1964)	-86	58	42
Fu (1981)	-84	58	42
Zhang (2001)	-84	58	42

5.5. Conclusion

La méthode basée sur Budyko est utilisée, dans cette étude, afin d'évaluer l'impact du CC et AH sur la diminution des débits ruisselés au bassin versant de Sebaou. L'indicateur \emptyset index d'aridité, défini comme le rapport entre l'évapotranspiration potentielle annuelle et les précipitations annuelles, est largement utilisé dans l'analyse des cycles hydrologiques et du bilan hydrique. Les résultats obtenus, par la méthode basée sur Budyko, sont similaires à la méthode non paramétrique (empirique). La moyenne des contributions des CC, calculée selon la méthode de Budyko et la méthode empirique, est d'environ 58%. Pour ces deux méthodes, les résultats montrent une valeur de 42 % pour les contributions des activités anthropiques.

Chapitre 6

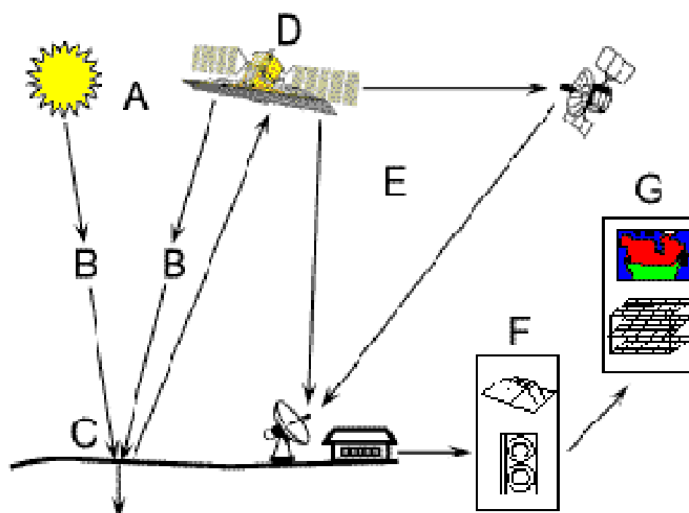
*Validation des effets des
CC et AH sur le
ruissellement par les
techniques de la
télédétection*

Chapitre 6 : Validation des effets des CC et AH sur le ruissellement par les techniques de la télédétection

6.1. Notions de la télédétection

6.1.1. Définition

La télédétection est défini, par le centre canadien de télédétection, comme « la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la terre sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information ». Elle comporte sept étapes décrites ci-après (*cct*). La figure 6-1 montre les différentes composantes de la télédétection.



- A :** Source d'énergie ou d'illumination : origine du processus
- B :** Rayonnement et atmosphère : interaction cible-capteur
- C :** Interaction avec la cible : caractéristiques du rayonnement et propriétés de la surface.
- D :** Enregistrement de l'énergie par le capteur
- E :** Transmission, réception et traitement
- F :** Interprétation et analyse : visuelle et/ou numérique
- G :** Application : utilisation de l'information

Figure 6- 1 : Les composantes de la télédétection

6.1.2. Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique est composé d'un champ électrique (E) et d'un champ magnétique (M). Le champ électrique varie en grandeur et est orienté de façon perpendiculaire

à la direction de propagation du rayonnement. Les deux champs se déplacent à la vitesse de la lumière (C) (Figure 6-2).

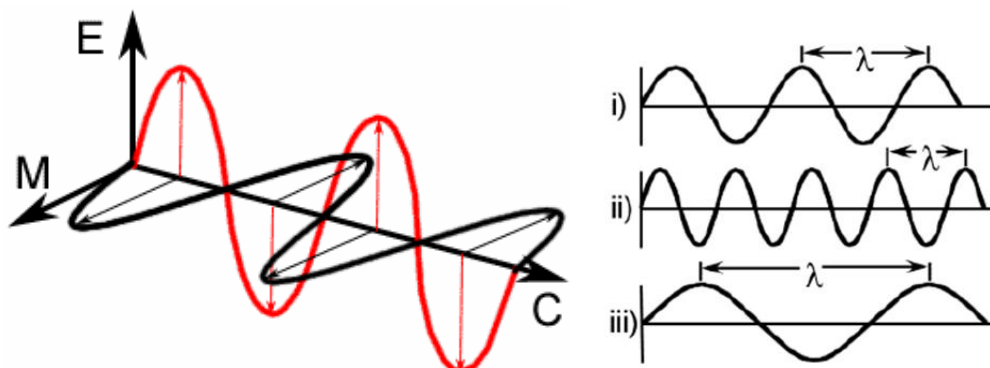


Figure 6- 2 : Rayonnement électromagnétique et longueur d'onde

6.1.3. Le spectre électromagnétique

Le spectre électromagnétique s'étend des courtes longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio). La télédétection utilise plusieurs régions du spectre électromagnétique. Les longueurs d'onde visibles s'étalent de 0,4 à 0,7 mm (Figure 6-3). La couleur qui possède la plus grande longueur d'onde est le rouge, alors que le violet a la plus courte. Le bleu, le vert et le rouge sont les couleurs (ou les longueurs d'onde) primaires du spectre visible, vient ensuite l'infrarouge qui s'étend au voisinage de 0,7 à 100 μm , ce qui est un intervalle environ 100 fois plus large que le spectre visible.

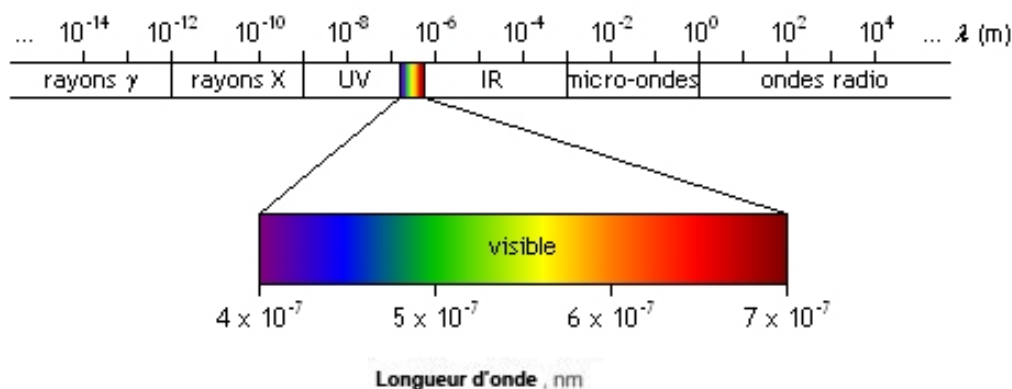


Figure 6- 3 : Le spectre visible

6.1.4. Interactions rayonnement-cible

Le rayonnement qui n'est pas absorbé ou diffusé dans l'atmosphère peut atteindre et interagir avec la surface de la terre. Lorsque l'énergie atteint la cible, la surface peut absorber (A) l'énergie, la transmettre (T) ou réfléchir (R) l'énergie incidente (CCT).



Figure 6- 4 : Interactions rayonnement-cible

En télédétection, on mesure le rayonnement réfléchi par une cible. Dans ce contexte, des exemples d'interaction de l'énergie aux longueurs d'onde visible et infrarouge sont illustrés ci-dessous :

Les feuilles : la chlorophylle, une molécule qui se trouve à l'intérieur des feuilles, absorbe fortement le rayonnement aux longueurs d'onde du rouge et du bleu, mais réfléchit le vert. Les feuilles, qui contiennent un maximum de chlorophylle en été, sont donc plus vertes pendant cette saison. En automne, les feuilles qui contiennent alors moins de chlorophylle, absorbent moins de rouge, et paraissent donc rouges ou jaunes (le jaune est une combinaison des longueurs d'onde du vert et du rouge) (CCT).

L'eau : absorbe principalement les grandes longueurs d'onde du rayonnement visible et du proche infrarouge. Ainsi, l'eau paraît généralement bleue ou bleu-vert car elle réfléchit davantage les petites longueurs d'onde, elle paraît encore plus foncée si elle est observée sous les longueurs d'onde du rouge ou du proche infrarouge.

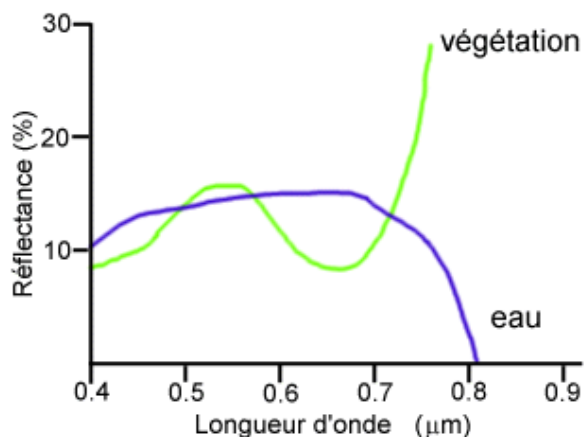


Figure 6- 5 Exemple de réflectance de la végétation et eau

6.2. Satellites et capteurs (Landsat)

Le premier satellite d'observation Landsat-1 a été lancé par la NASA (National Aeronautics and Space Administration) en 1972. Connu à l'origine sous l'acronyme ERTS-1 (Earth Resources Technology Satellite), Landsat avait été inventé pour tester la faisabilité d'une plate-forme multispectrale d'observation de la terre non habitée. Depuis, le programme Landsat a permis l'acquisition de données sur tous les coins de la planète (CCT). Les satellites de la série Landsat portent plusieurs capteurs comme les systèmes de caméras RBV (Return Beam Vidicon), le système MSS (Multi Spectral Scanner), et plus tard, le TM (Thematic Mapper). Chacun de ces capteurs a une fauchée de 185 km, avec une scène complète de 185 km sur 185 km (CCT). Le tableau 6.1 présente les différentes bandes MSS et leurs longueurs d'ondes.

Tableau 6. 1 : Différentes bandes MSS (CCT)

Bandes		Longueur d'ondes (microns)
Landsat 1, 2, 3	Landsat 4,5	
MSS 4	MSS 1	0,5 – 0,6 (vert)
MSS 5	MSS 2	0,6 – 0,7 (rouge)
MSS 6	MSS 3	0,7 – 0,8 (proche infrarouge)
MSS 7	MSS 4	0,8 – 1,1 (proche infrarouge)

Les données des capteurs TM et MSS sont utilisées pour plusieurs applications comme la gestion des ressources, la cartographie, la surveillance de l'environnement et la détection du changement.

Le tableau 6.2 illustre les différentes bandes TM et leurs domaines d'application

Chapitre 6 : Validation des effets des CC et AH sur le ruissellement par les techniques de la télédétection

Tableau 6. 2 : Différentes bandes TM (CCT)

Bandes	Domaine spectral (microns)	Application
TM 1	0,45 – 0,52 (bleu)	Discrimination entre le sol et la végétation, bathymétrie/cartographie côtière ; identification des traits culturels et urbains
TM 2	0,52 – 0,60 (vert)	Cartographie de la végétation verte –mesure le sommet de réflectance) ; identification des traits culturels et urbains
TM 3	0,63 – 0,69 (rouge)	Discrimination entre les espèces de plantes à feuilles ou sans feuilles ; (absorption chlorophylle) ; identification des traits culturels et urbains
TM 4	0,76 – 0,90 (proche IR)	Identification des types de végétation et de plantes ; santé et contenu de la masse biologique ; délimitation des étendus d'eau ; humidité dans le sol
TM 5	1,55 – 1,75 (IR de courte longueur d'onde)	Sensible à l'humidité dans le sol et les plantes ; discrimination entre la neige et les nuages
TM 6	10,4 – 12,5 (IR thermique)	Discrimination du stress de la végétation et de l'humidité dans le sol relié au rayonnement thermique ; cartographie thermique
TM 7	2,08 – 2,35 (IR de courte longueur d'onde)	Discrimination entre les minéraux et les types de roches ; sensible au taux d'humidité dans la végétation

6.3. Domaines d'application de la télédétection

6.3.1. Météorologie et climat

La télédétection est appliquée dans différents axes en météorologie, tels que le suivi du mouvement et d'évolution des nuages, suivi de la sécheresse et variables climatiques tels que la température de surface, vitesse de vent, événements de poussière, étude de la pollution atmosphérique, ainsi que dans l'aide à la prévision météorologique qui est de plus en plus précise.

6.3.2. Agriculture

Les images satellitaires aident à la classification des cultures, à l'assurance de la santé et de la viabilité des productions et à la surveillance des mesures d'intervention. Parmi les applications de la télédétection à l'agriculture : la classification des types de cultures, l'évaluation de la santé des cultures, l'estimation de la production totale d'une récolte, la

cartographie des caractéristiques du sol, la cartographie des pratiques de gestion du sol ainsi que la surveillance de conformité aux lois et traités (CCT).

6.3.3. Géologie

La télédétection est une technique qui permet l'extraction d'information sur la structure ou la composition de la surface de la terre. Elle est généralement combinée à d'autres sources de données pour des mesures complémentaires. Les applications de la télédétection pour la géologie sont: la cartographie des dépôts de surface, la cartographie lithologique, la cartographie structurale, l'exploration et exploitation des agrégats (sable et gravier), l'exploration minière, l'exploration pétrolière, la géologie environnementale, l'infrastructure de base, la cartographie et surveillance des taux de sédimentation, la cartographie et surveillance des phénomènes naturels, la cartographie des risques géologiques et enfin la cartographie planétaire (CCT).

6.3.4. Hydrologie

La télédétection offre un aperçu synoptique de la distribution spatiale et de la dynamique des processus hydrologiques, qui n'est généralement pas disponible avec les relevés terrestres.

Les applications hydrologiques sont : L'évaluation de l'humidité du sol, la surveillance et la cartographie des inondations, la détection des changements dans les oueds, la cartographie et la modélisation des bassins hydrologiques, la détection des fuites des canaux d'irrigation et la planification des horaires d'irrigation. Les techniques de télédétection sont utilisées pour mesurer et effectuer le suivi de la superficie de l'inondation, pour orienter les secours de façon efficace et pour fournir des évaluations quantifiables sur l'étendue des terres et des infrastructures touchées. L'incorporation des données de télédétection dans un SIG permet le calcul et l'évaluation rapides des niveaux d'eau, des dommages et des régions en danger d'inondation.

6.3.5. Couverture et utilisation du sol

L'identification de la couverture du sol établit la ligne de base à partir de laquelle des activités de suivi (et de détection) des changements peuvent être effectuées, et fournir des informations préliminaires pour les cartes thématiques réalisées à partir des images satellitaire. Les applications de la télédétection pour l'utilisation du sol sont nombreuses, on peut citer: la gestion des ressources naturelles, la cartographie de base pour des données SIG, extraction des ressources, la délimitation de l'étendue de dommage (tornades, inondations, volcans, tremblements de terre, feux), la détermination des limites légales pour l'évaluation des taxes et

des propriétés et la détection de cibles - l'identification de pistes d'atterrissage, de routes, de clairières, de ponts, de l'interface terre-eau.

6.4. Analyse de l'évolution de l'occupation des sols au cours de la période étudiée dans le bassin versant de Sebaou

La quantité et la qualité de l'eau du bassin versant sont modifiées par l'impact des AH et les changements d'utilisation des terres dans cette entité. Par conséquent, l'utilisation durable des terres doit être prise en compte pour la bonne gestion du bassin versant. Le changement d'utilisation des terres pourrait affecter l'équilibre hydrique par la modification de l'humidité du sol, l'évapotranspiration, la capacité des eaux souterraines et l'infiltration du sol (*Mekonnen et al. 2018, Kazemi et al., 2020*). Les AH influencent le bilan hydrique, en affectant les caractéristiques des bassins versants, notamment par des changements dans les pratiques agricoles, l'urbanisation, la déforestation, les systèmes de drainage, la régulation des cours d'eau et la construction de barrages (*Nyoni et al., 2013*).

Afin d'étudier les changements dans l'utilisation des terres de Sebaou, l'imagerie satellitaire est utilisée. Trois dates différentes d'images sont sélectionnées et téléchargées. Explicitement les dates 1972, 1985 et 2000, pour représenter respectivement les périodes de base, de rupture et de post-changement. Il s'agit des images Landsat 1 pour 1972 et Landsat 5 pour 1985 et 2000, avec une haute résolution de 57m et 30m respectivement, qui sont téléchargées à partir du site officiel de l'United States Geological Survey (USGS) (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). La projection utilisée est le "Système de référence du Sahara du Nord 1959 / zone UTM 31N".

A partir des images sélectionnées, la carte d'occupation des sols est générée ainsi que son NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) avec une classification non supervisée à l'aide du logiciel ArcGIS pour ESRI, version 10.2.2. Le NDVI est un outil puissant pour indiquer la productivité de la végétation terrestre (*Eidenshink et Faundeen 1994, Wang et al., 2001, Yang et al., 1997*). Cet indice est calculé à l'aide de la formule (6.1) suivante :

$$NDVI = \frac{NIR-RED}{NIR+RED} \quad (6.1)$$

Où RED et NIR sont les mesures de réflectance acquises dans les régions du rouge et du proche infrarouge, respectivement. Les valeurs de NDVI varient entre -1,0 et +1,0.

6.5. Resultats et interprétations

L'analyse de l'évolution de l'utilisation des terres sur les trois images différentes datant de 1972, 1985 et 2000, qui correspondent aux trois périodes respectives de référence, de rupture et de post-changement, indique la présence de cinq grandes classes d'utilisation des terres. Il s'agit

Chapitre 6 : Validation des effets des CC et AH sur le ruissellement par les techniques de la télédétection

des catégories suivantes : urbanisée, sol nu, sol herbacé, sol à activité chlorophyllienne modérée et sol à activité chlorophyllienne élevée (Charifi Bellabas et al., 2020).

Les cartes de l'occupation du sol (figures 6-11, 6-12 et 6-13) produites, à l'aide de l'indice NDVI et du logiciel ArcGIS, montrent que les classes d'activité chlorophyllienne modérée, les sols herbacés et la classe de l'activité chlorophyllienne élevée dominaient le bassin versant de Sebaou en 1972, sur environ 95% de la superficie du bassin. Alors qu'en 2000, le pourcentage élevé du bassin était occupé par des sols herbacés, une activité chlorophyllienne modérée et des sols nus, soit environ 80 % de la superficie totale du Sebaou. Le tableau 6.3 indique les superficies et le pourcentage d'occupation des différentes classes et pour les trois dates choisies.

Tableau 6.3 : Surface et pourcentage des catégories d'utilisation des terres en 1972, 1985 et 2000 dans le bassin versant de Sebaou

Catégories	Avant rupture		Rupture		Après rupture	
	(1972)		(1985)		(2000)	
	Km ²	%	Km ²	%	Km ²	%
Urbanisé	5,0	0,2	38	1,5	62,2	2,5
Sol nu	114,2	4,6	124	5,0	511,5	20,5
Herbacé	802,0	32,1	274	11,0	753,4	30,2
Act.chlorophyllienne modérée (agriculture)	1025	41,0	1120	44,8	721,0	28,9
Act.chlorophyllienne forte (forêt)	553	22,1	943	37,7	450,6	18,0

Le tableau 6.3 montre clairement l'évolution des classes d'occupation en Km² et en pourcentage. En effet, la catégorie des sols à activité chlorophyllienne modérée, qui occupait 41% de la surface totale du Sebaou en 1972, a été réduite à 28,9% en 2000 (une réduction d'environ 30%), en 1985, elle était d'environ 44.8%. Même constat pour les classes d'activité chlorophyllienne élevée (forêt) et des sols herbacés, qui sont passées de 22,1 % et 32,1 % en 1972, à 18,0 % et 30,2 %, respectivement, en 2000. Les classes de sols urbanisés et nus sont passées de 0,2 % et 4,6 % respectivement en 1972 à 2,5 % et 20,5 % respectivement en 2000.

Ces changements sont principalement dus à l'expansion agricole, à la croissance démographique, à la forte urbanisation et à la surexploitation des eaux souterraines dans le bassin de Sebaou. Ces changements observés par l'analyse de l'utilisation des terres, sur 30 ans,

Chapitre 6 : Validation des effets des CC et AH sur le ruissellement par les techniques de la télédétection

combinés à la diminution de 19,3 % des précipitations, ont entraîné une réduction d'environ 40 % du taux de ruissellement annuel dans la station de Baghlia, qui draine l'ensemble du bassin de Sebaou. Par conséquent, la forte réduction des débits est due aux deux principaux facteurs qui sont les CC et AH.

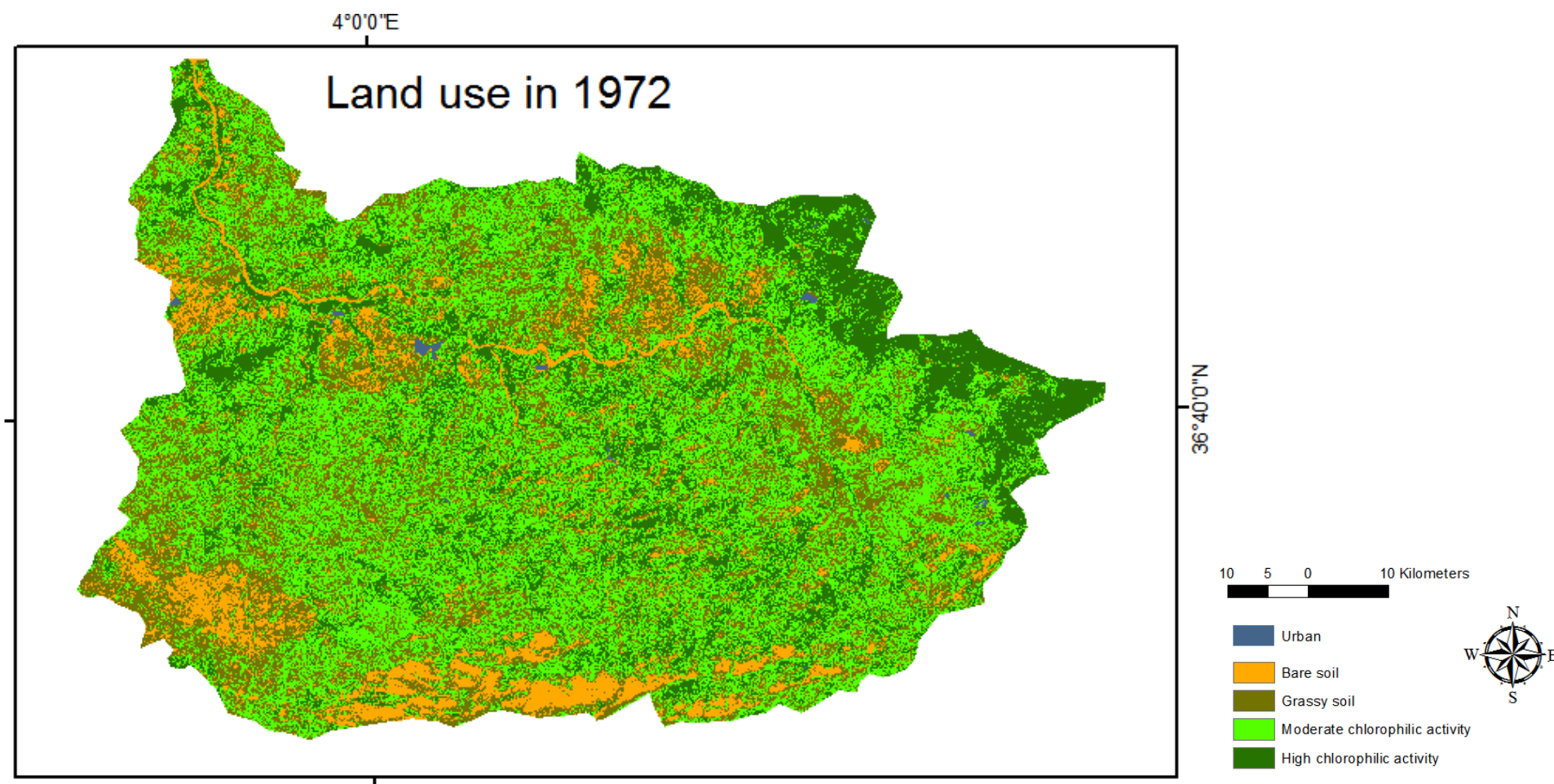


Figure 6- 6 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 1972

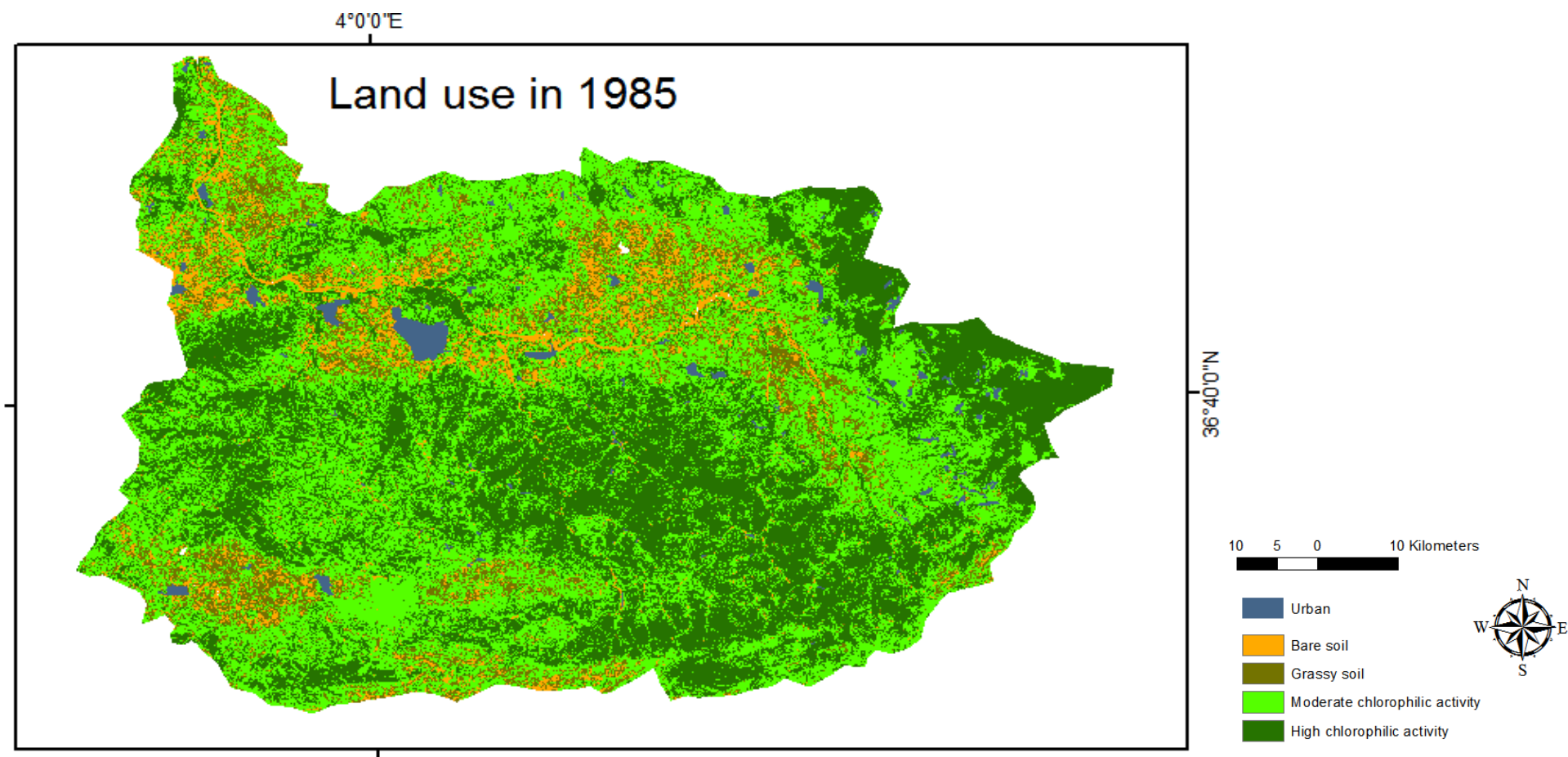


Figure 6- 7 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 1985

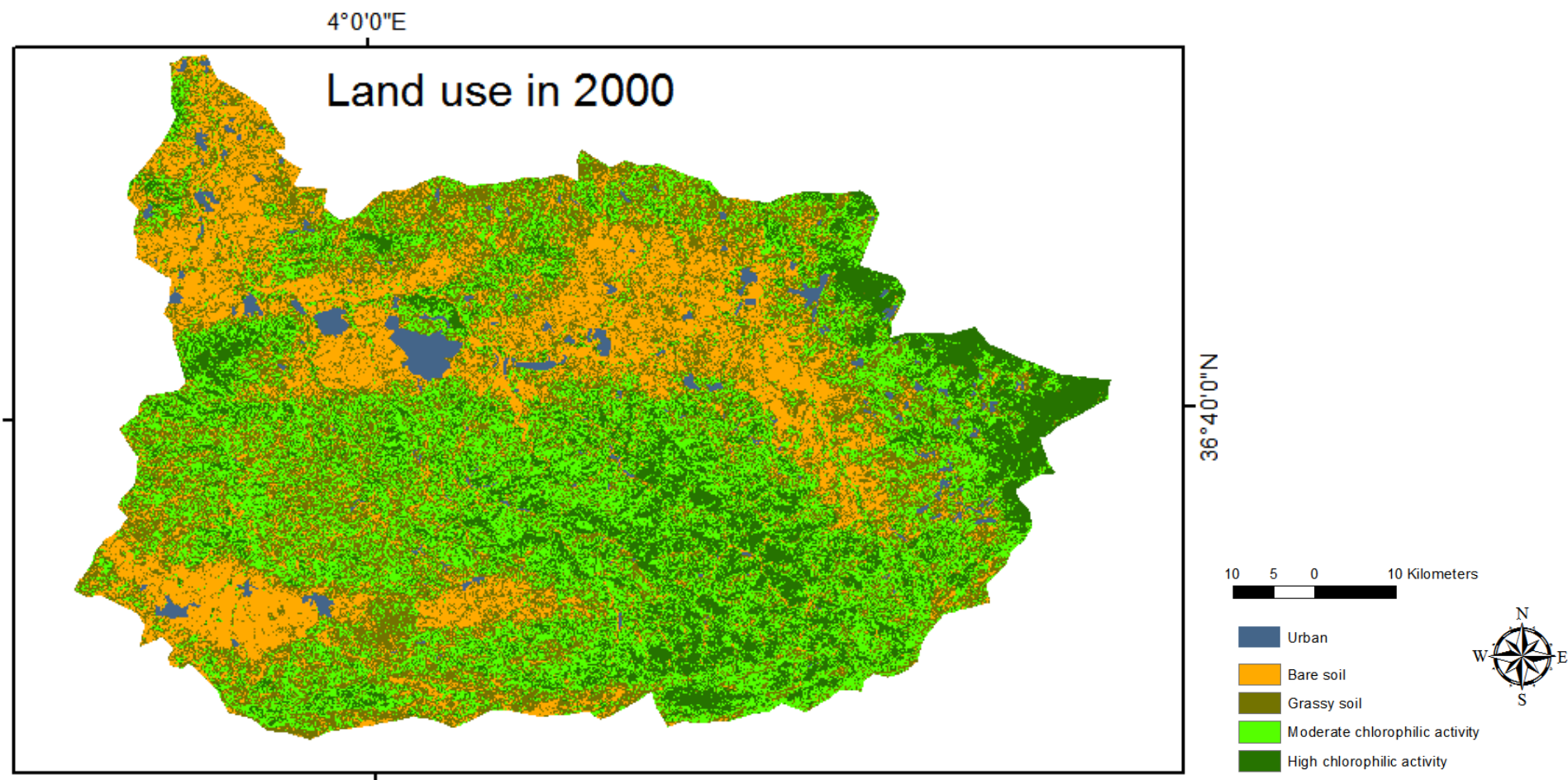


Figure 6- 8 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de Sebaou en 2000

6.6. Conclusion

La télédétection est la discipline scientifique qui regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes. Elle englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information. On peut donc exploiter cette technique dans l'étude d'impact des CC et AH sur les l'hydrologie des bassins versants, comme présenté dans ce chapitre. Les changements obtenus par télédétection, dans l'occupation du sol pour les différentes dates choisies (référence, rupture et post-changement) ont montré et confirmé l'impact des activités anthropiques, sur la diminution importante du ruissellement dans le bassin versant de Sebaou.

Conclusion générale

Conclusion générale

Les impacts de la réduction des écoulements superficiels, dans le bassin versant de Sebaou, récurrents au cours des dernières décennies sont étudiés dans cette thèse. Pour ce faire, les tendances et les points de rupture des séries hydro-climatiques sont analysés, en utilisant les indices SPI, SPEI et SQI et les tests statistiques non paramétriques (tests MK et Pettitt), sur des échelles de temps annuelles, mensuelles et saisonnières. En outre, les impacts relatifs des CC et des AH, par rapport aux changements des apports ruisselés, sont étudiés dans le cadre de cette thèse, en utilisant les approches de la modélisation hydrologique et de l'élasticité climatique. Les résultats obtenus pour les indices standardisés de pluie et ETP (SPI et SPEI) ne montrent aucune variation ou tendance significative, pour la période d'étude (1968-2012), et sur les différentes échelles de temps. Au contraire, l'indice de débit calculé (SQI) montre une grande tendance à la baisse, pour différentes échelles de temps, à partir des années 1980, sur la période 1968-2000.

D'après les résultats obtenus par les tests statistiques de MK et Pettitt, le débit observé montre une forte tendance négative, pour les différentes échelles de temps et pour le niveau de signification de 95%, avec des points de rupture dans la décennie 1980. À l'exutoire du bassin de Sebaou, la période d'étude a été divisée en deux périodes différentes, en utilisant le point de rupture détecté, qui s'est produit en 1985. A savoir, la période de base ou référence (1968-1985) et la période post-changement (1986-2000), où il est indiqué une diminution du débit de près de 40%. Cette diminution est évaluée pour les 4 saisons de l'année; en automne, en hiver, au printemps et en été à -35,8%, -28,5%, -41,6% et -40,1 respectivement.

Les résultats de l'évaluation et séparation des impacts des changements climatiques CC et des activités humaines AH, par l'application du modèle de l'élasticité du climat et en utilisant trois approches: l'estimateur non paramétrique, la méthode basée sur le Budyko et l'approche de modélisation hydrologique, ont montré que les deux facteurs CC et AH influencent fortement la régression robuste du ruissellement dans le bassin de Sebaou, en particulier à partir de 1985. En outre, l'approche de modélisation par le modèle GR2M a montré une bonne performance de la simulation du ruissellement dans le bassin hydrographique de Sebaou, à la fois dans les périodes de référence et post-changement, avec un coefficient de Nash supérieur à 85% (en calage et en validation).

Les résultats obtenus indiquent que le coefficient de l'adaptabilité des précipitations au débit du cours d'eau (ϵ_P) dans le bassin versant se situe approximativement entre 1,6 et 2,5, c'est-à-dire

Conclusion générale

qu'une variation de 10 % des précipitations moyennes annuelles entraîne une variation de 16 à 25 % du débit moyen annuel. L'élasticité du débit du cours d'eau est fortement corrélée à la pluviosité annuelle moyenne. La séparation des contributions des CC et des AH, sur la réduction du débit des cours d'eau, a montré que ces deux facteurs ont des impacts significatifs avec respectivement 58% et 42% (par le modèle de l'élasticité climatique). Les résultats de simulation des deux facteurs CC et AH, utilisant une méthode non paramétrique, une méthode basée sur le Budyko et une méthode basée sur la modélisation hydrologique (modèle GR2M), ont montré que l'impact du CC était responsable d'environ 58%, 58% et 62% sur la diminution du débit des cours d'eau, respectivement. L'influence directe de l'AH (principalement l'utilisation des terres par l'homme, les changements de végétation et la surexploitation des eaux souterraines) représentait 42 %, 42 % et 38 % pour les trois méthodes, respectivement sur la réduction de l'écoulement superficiel dans le Sebaou.

En outre, les cartes d'utilisation des terres, réalisées à l'aide d'images Landsat de 1972, 1985 et 2000, confirment l'influence du grand changement anthropique et des grandes modifications de l'utilisation des terres sur la diminution du débit des cours d'eau, dans le bassin du Sebaou, pour la période étudiée. L'analyse des changements d'utilisation des terres peut également être un outil utile pour étudier la variation des processus hydrologiques et le bilan hydrique dans les bassins versants.

En conclusion, la méthode de l'élasticité du climat est relativement simple, offrant un changement général du débit avec moins de données et de paramètres. Elle peut être facilement transposée à d'autres régions du Nord de l'Algérie pour déduire et séparer les effets des CC et des AH sur la réduction du débit des cours d'eau dans les bassins versants. Les résultats de l'étude peuvent être un outil utile pour alerter les secteurs socio-économiques sur les impacts potentiels associés aux CC et AH, avec la possibilité d'agir, pour minimiser ces dommages, dans l'objectif d'un développement durable et d'une bonne gestion des ressources en eau dans le bassin.

*Recommandations et
perspectives*

Recommandations et perspectives

A la lumière des résultats et conclusions obtenus, dans cette thèse, on recommande ce qui suit:

- Essayer de réduire les émissions des GES, vu leurs effets sur la terre et sur les ressources en eau, en Algérie et dans le monde.
- Planter des arbres et préserver les forêts existantes.
- Développer des technologies pour absorber la pollution.
- Faire le suivi de la sécheresse dans les bassins versants à l'aide des cartes spatio-temporelles des indices standardisés.
- Utiliser d'autres modèles hydrologiques que GR2M pour l'évaluation des impacts des CC et AH sur la baisse des écoulements.
- Utiliser le modèle de l'élasticité climatique, pour quantifier les impacts des CC et AH sur le ruissellement, dans tous les bassins versants du Nord de l'Algérie.
- L'utilisation de l'élasticité climatique (Budyko ou empirique) aide à quantifier et séparer les impacts des CC et AH dans le but d'un développement durable.
- L'analyse des changements dans l'occupation des sols peut être un outil utile pour étudier la variation des processus hydrologiques et le bilan hydrique dans les bassins versants.
- Utiliser les techniques de télédétection en science hydrologique.
- Faire des simulations futures des débits d'écoulement en associant les modèles hydrologiques, les modèles climatiques et les techniques de la télédétection.
- Connaître les impacts des CC et AH sur la diminution des débits d'écoulement est nécessaire pour la préservation de la ressource en eau et le développement durable.

Références Bibliographiques

Références Bibliographiques

- Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E., Rasmussen, J., 1986. An introduction to the European Hydrological System—Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of hydrology* 87, pp. 45–59.
- Al-Hasani, A.A., 2019. Sensitivity assessment of the impacts of climate change on streamflow using climate elasticity in Tigris River Basin, Iraq. *International Journal of Environmental Studies* 76, pp. 7–28.
- Allani, M., Mezzi, R., Zouabi, A., Béji, R., Joumade-Mansouri, F., Hamza, M.E., Sahli, A., 2019. Impact of future climate change on water supply and irrigation demand in a small mediterranean catchment. Case study: Nebhana dam system, Tunisia. *Journal of Water and Climate Change*. <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.131>
- Alpert, P., Baldi, M., Ilani, R., Krichak, S., Price, C., Rodo, X., Saaroni, H., Ziv, B., Kishcha, P., Barkan, J., 2006. Relations between climate variability in the Mediterranean region and the tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust. *Mediterranean climate variability* 4, pp.149–177.
- Ambroise, B., 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Editions HGA Bucharest, Romania.
- Ambroise, B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1-processus et facteurs. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 11, pp. 471–496.
- Andréassian, V., Coron, L., Lerat, J., Le Moine, N., 2016. Climate elasticity of streamflow revisited – an elasticity index based on long-term hydrometeorological records. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 4503–4524. <https://doi.org/10.5194/hess-20-4503-2016>
- Arnell, N.W., 1999. Climate change and global water resources. *Global Environmental Change* 9, S31–S49. [https://doi.org/10.1016/S0959-3780\(99\)00017-5](https://doi.org/10.1016/S0959-3780(99)00017-5)
- Arnold, J.G., Srinivasan, R., Muttiah, R.S., Williams, J.R., 1998. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 34, pp. 73–89.
- Arora, V.K., 2002. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology* 265, 164–177. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00101-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00101-4)
- Artale, V., Calmanti, S., Carillo, A., Dell'Aquila, A., Herrmann, M., Pisacane, G., Ruti, P.M., Sannino, G., Struglia, M.V., Giorgi, F., 2010. An atmosphere–ocean regional climate model for the Mediterranean area: assessment of a present climate simulation. *Climate Dynamics* 35, pp. 721–740.
- Awotwi, A., Anornu, G.K., Quaye-Ballard, J.A., Annor, T., Forkuo, E.K., Harris, E., Agyekum, J., Terlabie, J.L., 2019. Water balance responses to land-use/land-cover changes in the Pra River Basin of Ghana, 1986–2025. *CATENA* 182, 104129. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104129>
- Baahmed, D., Oudin, L., Errih, M., 2015. Current runoff variations in the Macta catchment (Algeria): is climate the sole factor? *Hydrological Sciences Journal* 60, 1331–1339.
- Bao, Z., Fu, G., Wang, G., Jin, J., He, R., Yan, X., Liu, C., 2012. Hydrological projection for the Miyun Reservoir basin with the impact of climate change and human activity. *Quaternary International* 282, pp. 96–103.
- Barker, L.J., Hannaford, J., Chiverton, A., Svensson, C., 2016. From meteorological to hydrological drought \hack\newline using standardised indicators. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 2483–2505. <https://doi.org/10.5194/hess-20-2483-2016>
- Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., Beguería, M.S., 2017a. Package 'SPEI.'
- Beguería, S., Vicente-Serrano, S.M., Beguería, M.S., 2017b. Package 'SPEI.'

- Benhassaine, M., 1980. Recherche sur les modèles de relief et les formations superficielles dans la vallée de l'oued Sébaou. These 3eme cycle, Université Paris VI, France 282.
- Benlarbi, D., Boutoutaou, D., Saker, M., 2015. "Ruissellement, la pluviométrie et l'évaporation des bassins versants de la zone sud de la méditerranée (cas de l'algérie). *Leba Sci J* 16, 3.
- Bernardara, P., 2007. Hydraulique et hydrologie. Support de cours d'Hydrologie. Master ESTP, Cemagref de Lyon, France. http://www.topoetp.fr/t2_hydraulique_hydrologie_modulehydrologie_seance4.pdf
- Birhanu, A., Masih, I., Zaag, P. van der, Nyssen, J., Cai, X., 2019. Impacts of land use and land cover changes on hydrology of the Gumara catchment, Ethiopia. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C* 112, 165–174. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2019.01.006>
- Bleu, P., 2008. Eau, énergie, dessalement et changement climatique en Méditerranée.
- Bleu, P., 2004. L'eau des Méditerranées: Situation et perspectives. Programme des Nations Unies pour l'Environnement & Plan d'action pour la Méditerranée, Jean Margat, Athens.
- Budyko, M., 1948. Evaporation under natural conditions, *Gidrometeorizdat*, Leningrad. English translation by IPST, Jerusalem.
- Budyko, M.I., 1974. *Climate and life*. Academic Press, Inc.
- Centre Canadien de télédétection Notions fondamentales de télédétection. pp. 266. https://www.nrcan.gc.ca/sites/www.nrcan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/resource/tutor/fundam/pdf/fundamentals_f.pdf.
- Chang, J., Zhang, H., Wang, Y., Zhu, Y., 2016. Assessing the impact of climate variability and human activities on streamflow variation. *Hydrology and Earth System Sciences* 20, 1547.
- Charifi Bellabas, S., Benmamar, S., Dehni, A., 2020. Study and analysis of the streamflow decline in North Algeria. *Journal of Applied Water Engineering and Research*, Vol. 9, pp. 20-44.
- Charifi, S., Benmamar, S., Benziada, S., 2006. Application du modèle hydrologique GR2M sur les bassins versants de la Soummam et de l'Isser. Mémoire de magistère. Ecole National polytechnique. Alger.
- Charifi Bellabas, S. & Benmamar, S., 2017. Etude de la variabilité des pluies et écoulements de surface dans le bassin versant de Sebaou (Algérie septentrionale). Colloque international Eau-Climat –Société 2017, 02 au 04 octobre 2017 à Hammamet- Tunisie.
- Charifi Bellabas, S. & Daif, M., 2018. Etude d'impact du changement climatique sur le bassin versant de Sebaou. Colloque International Ressources en Eau, Eau-Environnement-Climat'2018, 22 au 24 Octobre 2018 Hammamet (Tunisie).
- Charifi Bellabas, S. & Mekhaldi, B., 2018. Cartographie des zones inondables du bassin versant de Sebaou (Algérie). 3ème conférence internationale sur l'hydrologie des grands bassins Africains (du 06 au 09 Mai 2018).
- Charifi Bellabas, S. & Benmamar, S., 2015. Modélisation hydrologique distribuée des écoulements superficiels du bassin de Sebaou. The second international congress of water management, desertification and agricultural techniques Istanbul-Turkey. 24-26 October 2015.
- Charifi Bellabas, S., Benziada, S., Ait Abdallah, J. & Ould Said, H., 2014. Simulation des écoulements journaliers du bassin versant de Sebaou (Algérie) par le modèle hydrologique GR4J. International scientific symposium of water and desertification Istanbul-Turkey. 26-28 novembre 2014.

- Charifi-Bellabas, S., Benmamar, S. & Benziada, S., 2008. Application du modèle hydrologique GR2M sur les bassins versants de la Soummam et de l'Isser. Communication, WATMED 4-Alger 22-24 Mars 2008.
- Chaouche, K., Neppel, L., Dieulin, C., Pujol, N., Ladouche, B., Martin, E., Salas, D., Caballero, Y., 2010. Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change. *C. R. Geoscience* 342 (2010) 234–243.
- Chavaillaz, Y., Joussaume, S., 2016. The pace of climate change and its implications on the perception of ongoing generations. Université Paris Saclay (COMUE).
- Chen, H., Zhang, W., Gao, H., Nie, N., 2018. Climate change and anthropogenic impacts on wetland and agriculture in the Songnen and Sanjiang Plain, Northeast China. *Remote Sensing* 10, 356.
- Chen, X., Alimohammadi, N., Wang, D., 2013. Modeling interannual variability of seasonal evaporation and storage change based on the extended Budyko framework. *Water Resources Research* 49, 6067–6078.
- Chiew, F.H., 2006. Estimation of rainfall elasticity of streamflow in Australia. *Hydrological Sciences Journal* 51, 613–625.
- Clarke, R., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of hydrology* 19, 1–20.
- Coron, L., Andréassian, V., Perrin, C., Bourqui, M., Hendrickx, F., 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.
- Coulibaly, N., Coulibaly, T.J.H., Mpakama, Z., Savané, I., 2018. The impact of climate change on water resource availability in a trans-boundary basin in West Africa: The case of Sassandra. *Hydrology* 5, 12.
- Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.-P., Iglesias, A., Lange, M.A., Lionello, P., Llasat, M.C., Paz, S., 2018. Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nature Climate Change* 8, 972–980.
- Da Silva, R.M., Santos, C.A., Moreira, M., Corte-Real, J., Silva, V.C., Medeiros, I.C., 2015. Rainfall and river flow trends using Mann–Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin. *Natural Hazards* 77, 1205–1221.
- Dai, A., Rasmussen, R.M., Liu, C., Ikeda, K., Prein, A.F., 2020. A new mechanism for warm-season precipitation response to global warming based on convection-permitting simulations. *Climate Dynamics* 55, 343–368.
- Dayon, G., 2015. Evolution du cycle hydrologique continental en France au cours des prochaines décennies. Thèse de doctorat.
- Desbordes, M., Masson, J.M., 1995. Précipitations extrêmes dans le sud de l'Europe.
- Destouni, G., Jaramillo, F., Prieto, C., 2013. Hydroclimatic shifts driven by human water use for food and energy production. *Nature Climate Change* 3, 213–217. <https://doi.org/10.1038/nclimate1719>
- Devia, G.K., Ganasri, B., Dwarakish, G., 2015. A review on hydrological models. *Aquatic Procedia* 4, 1001–1007.
- Djemai, M., Reynauld, J.S., 1985. Hydrologie du bassin versant du haut Sébaou : hydrogéologie des formations alluviales (Algérie). Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Dooge, J., Bruen, M., Parmentier, B., 1999. A simple model for estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation. *Advances in Water Resources* 23, 153–163.
- Dooge, J.C., 1988. Hydrology in perspective. *Hydrological Sciences Journal* 33, 61–85.

- Drobinski, P., Anav, A., Brossier, C.L., Samson, G., Stéfanon, M., Bastin, S., Baklouti, M., Béranger, K., Beuvier, J., Bourdallé-Badie, R., 2012. Model of the Regional Coupled Earth system (MORCE): Application to process and climate studies in vulnerable regions. *Environmental Modelling & Software* 35, 1–18.
- Drobinski, P., Ducrocq, V., Arbogast, P., Basdevant, C., Bastin, S., Béguey, L., Belamari, S., Béranger, K., Bock, O., Bouin, M.-N., Boudevillain, B., Bousquet, O., Bouvier, C., Braud, I., Calvet, J.-C., Champollion, C., Chanzy, A., Martin, C., Cocquerez, P., Coppola, L., Coquillat, S., Courault, D., Defer, E., Delanoë, J., Delrieu, G., Doerenbecher, A., Dörfliger, N., Estèves, M., Estournel, C., Flamant, C., Fourrié, N., Garrouste, O., Gaume, E., Giordani, H., Gomes, L., Roberts, G., Jourde, H., Labatut, L., Lambert, D., Le Coz, J., Ludwig, W., Lutoff, C., Mahfouf, J.-F., Martin, E., Mastroiello, L., Mathys, N., Michel, Y., Nuret, M., Orain, F., Perez, S., Prigent, C., Radakovitch, O., Ramage, K., Richard, E., Roujean, J.-L., Roussot, O., Ruin, I., Saïd, F., Schwarzenboeck, A., Sellegri, K., Somot, S., Taupier-Letage, I., Testor, P., Van Baelen, J., Vandervaere, J.-P., 2013. HyMeX: Study of the Mediterranean water cycle. *La Météorologie*.
- Drobinsky, P., Ducrocq, V., 2008. HYMEX: white book.
- Edwards, D.C., 1997. Characteristics of 20th Century drought in the United States at multiple time scales. AIR FORCE INST OF TECH WRIGHT-PATTERSON AFB OH.
- Eidenshink, J. C., and Faudeen, J. L., 1994. The 1-km AVHRR global land data set: . stages in implementation. *International Journal of Remote Sensing*, 15, 3443–3462.
- El Moçayd, N., Kang, S., Eltahir, E.A., 2020. Climate change impacts on the Water Highway project in Morocco.
- Fabre, J., Ruelland, D., Dezetter, A., Grouillet, B., 2016. Sustainability of water uses in managed hydrosystems: human-and climate-induced changes for the mid-21st century. *Hydrology and Earth System Sciences (Online)* 20.
- Fernández, I.C., 2003. Cycle de l'azote et production primaire dans l'Atlantique Nord—Est: suivi saisonnier et influence de la meso echelle. PhD thesis, Univ. de la Méditerranée, Marseille.
- Fontaine, B., Monerie, P.-A., Roucou, P., Ullmann, A., Gaetani, M., COMMUNAUTÉ, A., 2014. MÉDITERRANÉE ET MOUSSON AFRICAINE: MÉCANISMES ET ÉVOLUTION DANS L'ACTUEL ET LE FUTUR.
- Fu, B., 1981. On the calculation of the evaporation from land surface. *Sci. Atmos. Sin* 5, 23–31.
- Fu, G., Charles, S.P., Chiew, F.H., 2007. A two-parameter climate elasticity of streamflow index to assess climate change effects on annual streamflow. *Water Resources Research* 43.
- Gentine, P., D'Odorico, P., Lintner, B.R., Sivandran, G., Salvucci, G., 2012. Interdependence of climate, soil, and vegetation as constrained by the Budyko curve. *Geophysical Research Letters* 39.
- GIEC, 2007 : Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse, ..., 103 pages.
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33. <https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Gudmundsson, L., Stagge, J., n.d. SCI: Standardized Climate Indices such as SPI, SRI or SPEIR 32 package version 1.0. 2016. <https://cran.r-project.org/web/packages/SCI/SCI.pdf> 34, 12.

- Guo, A., Chang, J., Wang, Y., Huang, Q., Guo, Z., Li, Y., 2019. Uncertainty analysis of water availability assessment through the Budyko framework. *Journal of Hydrology* 576, 396–407.
- Guo, H., Hu, Q., Jiang, T., 2008. Annual and seasonal streamflow responses to climate and land-cover changes in the Poyang Lake basin, China. *Journal of Hydrology* 355, 106–122.
- Guo, Y., Huang, S., Huang, Q., Leng, G., Fang, W., Wang, L., Wang, H., 2020. Propagation thresholds of meteorological drought for triggering hydrological drought at various levels. *Science of The Total Environment* 712, 136502.
- Gupta, A., Govindaraju, R., 2019. Propagation of structural uncertainty in watershed hydrologic models. *Journal of Hydrology* 575, 66–81.
- Guttman, N.B., 1998. Comparing the palmer drought index and the standardized precipitation index 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 34, 113–121.
- Guyennon, N., Salerno, F., Portoghese, I., Romano, E., 2017. Climate change adaptation in a Mediterranean semi-arid catchment: Testing managed aquifer recharge and increased surface reservoir capacity. *Water* 9, 689.
- Hamed, K.H., Rao, A.R., 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of hydrology* 204, 182–196.
- Haouchine, A., Haouchine, F., Labadi, A., 2015. Changements climatiques et Activités anthropiques: impacts sur les aquifères côtiers en Algérie. *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782* 227–241.
- Haouchine, A., Haouchine, F.Z., Chibane, B., Nedjâi, R., 2016. Évaluation des risques liés à la gestion des aquifères côtiers en Algérie. *La Houille Blanche* 36–43.
- Huang, J., Li, Y., Fu, C., Chen, F., Fu, Q., Dai, A., Shinoda, M., Ma, Z., Guo, W., Li, Z., 2017. Dryland climate change: Recent progress and challenges. *Reviews of Geophysics* 55, 719–778.
- Ibrahim, B., Karambiri, H., Polcher, J., 2015. Hydrological impacts of the changes in simulated rainfall fields on Nakanbe Basin in Burkina Faso. *Climate* 3, 442–458.
- Jiang, C., Xiong, L., Wang, D., Liu, P., Guo, S., Xu, C.-Y., 2015. Separating the impacts of climate change and human activities on runoff using the Budyko-type equations with time-varying parameters. *Journal of Hydrology* 522, 326–338.
- Jones, D.A., Wang, W., Fawcett, R., 2009. High-quality spatial climate data-sets for Australia. *Australian Meteorological and Oceanographic Journal* 58, 233.
- Joos, F., Prentice, I.C., Sitch, S., Meyer, R., Hooss, G., Plattner, G., Gerber, S., Hasselmann, K., 2001. Global warming feedbacks on terrestrial carbon uptake under the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) emission scenarios. *Global Biogeochemical Cycles* 15, 891–907.
- Joussaume, S., 1993. Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions: 1. Desert dust. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 98, 2767–2805. <https://doi.org/10.1029/92JD01921>
- Kazemi, H., Hashemi, H., Maghsood, F.F., Hosseini, S.H., Sarukkalige, R., Jamali, S., Berndtsson, R., 2020. Assessment of streamflow decrease due to climate vs. human influence in a semiarid area. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 1–35.
- Kazemi, H., Sarukkalige, R., Badrzadeh, H., 2019. Evaluation of streamflow changes due to climate variation and human activities using the Budyko approach. *Environmental Earth Sciences* 78, 713.
- Kendall, M.G., 1948. Rank correlation methods.
- Koster, R.D., Suarez, M.J., 1999. A Simple Framework for Examining the Interannual Variability of Land Surface Moisture Fluxes. *Journal of Climate* 12, 1911–1917. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1911:ASFFET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1911:ASFFET>2.0.CO;2)

- Krysanova, V., Arnold, J.G., 2008. Advances in ecohydrological modelling with SWAT—a review. *Hydrological Sciences Journal* 53, 939–947.
- Laborde, J. P., Philippe, G., Mohamed, A., Abdelmatif, D., Larbi, B., 2010. Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria. *Current Science* 98, 1056–1062.
- Lavabre, J., Cambon, J.-P., Folton, C., Makhlof, Z., Michel, C., 1997. LOIEAU: un logiciel pour l'estimation régionale de la ressource en eau—Application à la détermination des débits de référence de la région méditerranéenne française.
- Lespinas, F., 2008. Impacts du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon.
- Lespinas, F., Ludwig, W., Heussner, S., 2014. Hydrological and climatic uncertainties associated with modeling the impact of climate change on water resources of small Mediterranean coastal rivers. *Journal of Hydrology* 511, 403–422.
- Li, B., Chen, F., 2015. Using the aridity index to assess recent climate change: a case study of the Lancang River Basin, China. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 29, 1071–1083.
- Li, B., Su, H., Chen, F., Li, H., Zhang, R., Tian, J., Chen, S., Yang, Y., Rong, Y., 2014. Separation of the impact of climate change and human activity on streamflow in the upper and middle reaches of the Taoer River, northeastern China. *Theoretical and applied climatology* 118, 271–283.
- Li, C., Wang, L., Wanrui, W., Qi, J., Linshan, Y., Zhang, Y., Lei, W., Cui, X., Wang, P., 2018. An analytical approach to separate climate and human contributions to basin streamflow variability. *Journal of hydrology* 559, 30–42.
- Li, Z., Huang, S., Liu, D., Leng, G., Zhou, S., Huang, Q., 2020a. Assessing the effects of climate change and human activities on runoff variations from a seasonal perspective. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 1–18.
- Li, Z., Huang, S., Liu, D., Leng, G., Zhou, S., Huang, Q., 2020b. Assessing the effects of climate change and human activities on runoff variations from a seasonal perspective. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 1–18.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R., Alpert, P., Artale, V., Li, L., Luterbacher, J., May, W., Trigo, R., Tsimplis, M., 2006. *The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues*. Elsevier.
- Liu, J., Zhang, Q., Singh, V.P., Shi, P., 2017. Contribution of multiple climatic variables and human activities to streamflow changes across China. *Journal of Hydrology* 545, 145–162. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.12.016>
- López-Moreno, J.I., Vicente-Serrano, S.M., Morán-Tejeda, E., Lorenzo-Lacruz, J., Kenawy, A., Beniston, M., 2011. Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: Observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change* 77, 62–76. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.03.003>
- Luo, X., Li, H.-Y., Leung, L.R., Tesfa, T.K., Getirana, A., Papa, F., Hess, L.L., 2017. Modeling surface water dynamics in the Amazon Basin using MOSART-Inundation v1.0: impacts of geomorphological parameters and river flow representation. *Geoscientific model development* 10, 1233–1259.
- Lv, X., Zuo, Z., Ni, Y., Sun, J., Wang, H., 2019. The effects of climate and catchment characteristic change on streamflow in a typical tributary of the Yellow River. *Scientific reports* 9, 1–10.
- Ma, H., Yang, D., Tan, S.K., Gao, B., Hu, Q., 2010a. Impact of climate variability and human activity on streamflow decrease in the Miyun Reservoir catchment. *Journal of Hydrology* 389, 317–324.

- Ma, H., Yang, D., Tan, S.K., Gao, B., Hu, Q., 2010b. Impact of climate variability and human activity on streamflow decrease in the Miyun Reservoir catchment. *Journal of Hydrology* 389, 317–324.
- Makhlouf, Z., Michel, C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162, 299–318.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society* 245–259.
- Margat, J., et S. Treyer, 2004. L'eau des Méditerranéens : situations and perspectives, Document de travail 158, PNUE/PAM, 2004.
- Mariotti, A., Zeng, N., Lau, K.-M., 2002. Euro-Mediterranean rainfall and ENSO—a seasonally varying relationship. *Geophysical research letters* 29, 59-1-59–4.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., Kleist, J., 1993. The relationship of drought frequency and duration to time scales. Presented at the Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Boston, pp. 179–183.
- Mebarki, A., 2007. Les bassins hydrologiques de l'Algérie orientale: ressources en eau, aménagement et environnement. *La Houille Blanche* 112–115.
- Méditerranéen (Paris), I. de prospective économique du monde, Hallegatte, S., Somot, S., Nassopoulos, H., 2009. Région méditerranéenne & changement climatique: une nécessaire anticipation. IPAMED.
- Mekonnen, D. F., Duan, Z., Rientjes, T., and Disse, M. (2018). Analysis of combined and isolated effects of land-use and land-cover changes and climate change on the upper Blue Nile River basin's streamflow. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 22, 6187–6207, <https://doi.org/10.5194/hess-22-6187-2018>.
- Michel, C.-Î., 1989. Hydrologie appliquée aux petits bassins ruraux. CEMAGREF, Antony.
- Milano, M., 2009. Les changements climatiques en méditerranée et les impacts prévisibles sur les ressources en eau. Master thesis.
- Milly, P., 1993. An analytic solution of the stochastic storage problem applicable to soil water. *Water Resources Research* 29, 3755–3758.
- Modarres, R., 2007. Streamflow drought time series forecasting. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 21, 223–233.
- Moisselin, J.-M., Schneider, M., Canellas, C., 2002. Les changements climatiques en France au XX^e siècle. Etude des longues séries homogénéisées de données de température et de précipitations. *La météorologie*.
- Moreira, E.E., Paulo, A.A., Pereira, L.S., Mexia, J.T., 2006. Analysis of SPI drought class transitions using loglinear models. *Journal of Hydrology* 331, 349–359.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318, 200–214.
- Nalbantis, I., 2008. Evaluation of a hydrological drought index. *European Water* 23, 67–77.
- Nalbantis, I., Tsakiris, G., 2009. Assessment of hydrological drought revisited. *Water Resources Management* 23, 881–897.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology* 10, 282–290.
- Nassopoulos, H., 2012. Les impacts du changement climatique sur les ressources en eaux en Méditerranée.
- Nelson, E.J., Smemoe, C.M., Zhao, B., 1999. A GIS approach to watershed modeling in Maricopa County, Arizona, in: WRPMD'99: Preparing for the 21st Century. pp. 1–10.
- Nichane, M., Khelil, M.A., 2015. Changements Climatiques et Ressources en Eau en Algérie: Vulnérabilité, Impact et Stratégie d'Adaptation= Climate Changes and Water Ressources

- in Algeria: Vulnerability, Impact and Strategy of Adaptation. *Algerian Journal of Arid Environment* 258, 1–7.
- Nicholson, S.E., 1994. Recent rainfall fluctuations in Africa and their relationship to past conditions over the continent. *The Holocene* 4, pp. 121–131.
- Niemann, J.D., Eltahir, E.A., 2005. Sensitivity of regional hydrology to climate changes, with application to the Illinois River basin. *Water Resources Research* 41.
- Nyoni K., Evans Kaseke E., Shoko M. (2013). Assessing the Presence or Absence of Climate Change Signatures in the Odzi Sub-Catchment of Zimbabwe. *American Journal of Climate Change*, 2013, 2, 225-236. <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2013.24023>.
- Oki, T., Kanae, S., 2006. Global Hydrological Cycles and World Water Resources. *Science* 313, 1068. <https://doi.org/10.1126/science.1128845>
- Ol'Dekop, E., 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Transactions on meteorological observations* 4, 200.
- Onstad, C., Jamieson, D., 1970. Modeling the effect of land use modifications on runoff. *Water Resources Research* 6, pp. 1287–1295.
- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., Le Moine, N., 2008. Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research* 44. <https://doi.org/10.1029/2007WR006240>
- Pachauri, R.K., Reisinger, A., 2008. Bilan 2007 des changements climatiques: Rapport de synthèse. GIEC.
- Patterson, L.A., Lutz, B., Doyle, M.W., 2013. Climate and direct human contributions to changes in mean annual streamflow in the South Atlantic, USA. *Water Resources Research* 49, 7278–7291.
- Perrin, C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit. Thèse de doctorat de l'INPG et Cemagref. pp. 291.
- Pike, J., 1964. The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology* 2, 116–123.
- Potter, N., Chiew, F., Frost, A., 2010. An assessment of the severity of recent reductions in rainfall and runoff in the Murray–Darling Basin. *Journal of hydrology* 381, 52–64.
- Potter, N., Petheram, C., Zhang, L., 2011. Sensitivity of streamflow to rainfall and temperature in south-eastern Australia during the Millennium drought. Presented at the 19th International Congress on Modelling and Simulation, Perth, Dec, pp. 3636–3642.
- Qi, S., Sun, G., Wang, Y., McNulty, S., Myers, J.M., 2009. Streamflow response to climate and landuse changes in a coastal watershed in North Carolina. *Transactions of the ASABE* 52, 739–749.
- Qin, D., Plattner, G., Tignor, M., Allen, S., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P., 2014. Climate change 2013: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (eds TF Stocker et al.) 5–14.
- Rakhimova, M., Liu, T., Bissenbayeva, S., Mukanov, Y., Gafforov, K.S., Bekpergenova, Z., Gulakhmadov, A., 2020. Assessment of the Impacts of Climate Change and Human Activities on Runoff Using Climate Elasticity Method and General Circulation Model (GCM) in the Buqtyrma River Basin, Kazakhstan. *Sustainability* 12, 4968.
- Rayner, N.A.A., Parker, D.E., Horton, E.B., Folland, C.K., Alexander, L.V., Rowell, D.P., Kent, E.C., Kaplan, A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108.
- Ren, K., Huang, S., Huang, Q., Wang, H., Leng, G., Cheng, L., Fang, W., Li, P., 2019. A nature-based reservoir optimization model for resolving the conflict in human water demand and riverine ecosystem protection. *Journal of cleaner production* 231, 406–418.

- Sala, J.Q., Olcina, A.G., Cuevas, A.P., Cantos, J.O., Amoros, A.R., Chiva, E.M., 2000. Climatic warming in the Spanish Mediterranean: natural trend or urban effect. *Climatic Change* 46, 473–483.
- Salameh, T., 2008. Modelisation multi-echelles de la circulation atmospherique sur le bassin mediterraneen.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M., Limbrunner, J.F., 2001. Climate elasticity of streamflow in the United States. *Water Resources Research* 37, 1771–1781.
- Schaake, J., Liu, C., 1989. Development and application of simple water balance models to understand the relationship between climate and water resources. Presented at the New Directions for Surface Water Modeling Proceedings of the Baltimore Symposium.
- Schaake, J.C., 1990. From climate to flow. *Climate change and US water resources*. 177–206.
- Schreiber, P., 1904. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Z. Meteorol* 21, 441–452.
- Sellami, H., Benabdallah, S., La Jeunesse, I., Vanclooster, M., 2016. Quantifying hydrological responses of small Mediterranean catchments under climate change projections. *Science of the Total Environment* 543, 924–936.
- Sen, P.K., 1968. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American statistical association* 63, 1379–1389.
- Sharma, R.K., Kumar, S., 2008. Performance modeling in critical engineering systems using RAM analysis. *Reliability Engineering & System Safety* 93, 913–919.
- Shi, H., Wang, G., 2015. Impacts of climate change and hydraulic structures on runoff and sediment discharge in the middle Yellow River. *Hydrological Processes* 29, 3236–3246.
- Siegel, S., Castellan, N., 1988. The case of k related samples. *Nonparametric statistics for behavioral sciences*. New York: McGraw-Hill 170–4.
- Silveira, C. da S., Souza Filho, F. de A. de, Vasconcelos Junior, F. das C., 2017. Streamflow projections for the Brazilian hydropower sector from RCP scenarios. *Journal of Water and Climate Change* 8, 114–126.
- Singh, U.K., Ren, L., Kang, S., 2010. Simulation of soil water in space and time using an agro-hydrological model and remote sensing techniques. *Agricultural water management* 97, 1210–1220.
- Solomon, S., Manning, M., Marquis, M., Qin, D., 2007. *Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC*. Cambridge university press.
- Somot, S., 2005. Modélisation climatique du bassin méditerranéen: variabilité et scénarios de changement climatique.
- 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. *Global and Planetary Change* 63, 112–126.
- Sposito, G., 2017. Understanding the Budyko equation. *Water* 9, 236.
- Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley, P.M., 2013. *Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change-Abstract for decision-makers; Changements climatiques 2013. Les elements scientifiques. Contribution du groupe de travail I au cinquieme rapport d'evaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'evolution du CLIMAT-Resume a l'intention des decideurs*.
- Sun, Y., Liang, X., Xiao, C., 2018. Quantitative impact of precipitation and human activity on runoff in the upper and middle Taoer River basin. *Water Science and Technology: Water Supply* 19, ws2018049. <https://doi.org/10.2166/ws.2018.049>

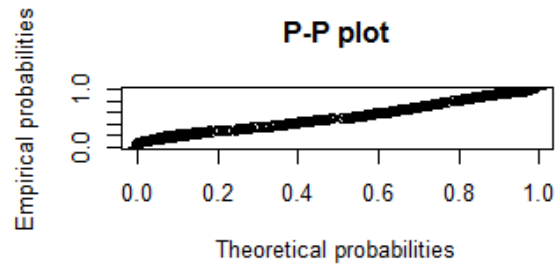
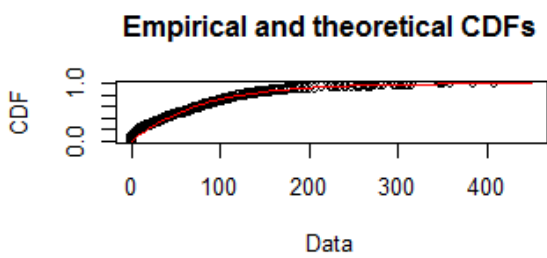
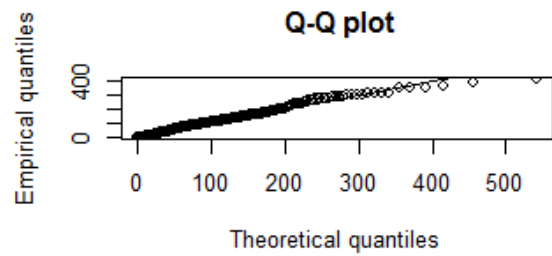
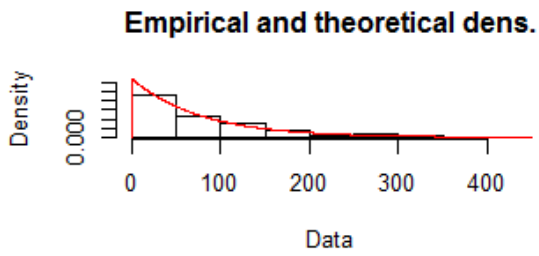
- Taibi S., Meddi M., Mahé G., & Assani A., 2015. Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theor. Appl. Climatol.* 1-17.
- Tang, J., Yin, X.-A., Yang, P., Yang, Z., 2014. Assessment of contributions of climatic variation and human activities to streamflow changes in the Lancang River, China. *Water resources management* 28, 2953–2966.
- Taxak, A.K., Murumkar, A., Arya, D., 2014. Long term spatial and temporal rainfall trends and homogeneity analysis in Wainganga basin, Central India. *Weather and Climate Extremes* 4, 50–61.
- Teng, J., Chiew, F., Vaze, J., Marvanek, S., Kirono, D., 2012. Estimation of climate change impact on mean annual runoff across continental Australia using Budyko and Fu equations and hydrological models. *Journal of Hydrometeorology* 13, 1094–1106.
- Thorntwaite, C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review* 38, 55–94.
- Tomer, M.D., Schilling, K.E., 2009. A simple approach to distinguish land-use and climate-change effects on watershed hydrology. *Journal of hydrology* 376, 24–33.
- Touazi, J., M.; Laborde, 2004. Modélisation pluie-débit à l'échelle annuelle en Algérie du nord. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science* 17, 503–516. <https://doi.org/10.7202/705546ar>
- Troch, P.A., Carrillo, G., Sivapalan, M., Wagener, T., Sawicz, K., 2013. Climate-vegetation-soil interactions and long-term hydrologic partitioning: signatures of catchment co-evolution. *Hydrology and Earth System Sciences* 17, pp. 2209–2217.
- Tsakiris, G., Vangelis, H., 2004. Towards a drought watch system based on spatial SPI. *Water resources management* 18, 1–12.
- Tsimplis, M.N., Josey, S.A., 2001. Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* 28, pp. 803–806.
- Véronique, D., 2010. Hymex Science Plan. Programme Hymex, Rapport de recherche, version 3.
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., 2010. A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate* 23, 1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Vicente-Serrano, S.M., Beguería, S., López-Moreno, J.I., El Kenawy, A.M., Angulo-Martínez, M., 2009. Daily atmospheric circulation events and extreme precipitation risk in northeast Spain: Role of the North Atlantic Oscillation, the Western Mediterranean Oscillation, and the Mediterranean Oscillation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 114. <https://doi.org/10.1029/2008JD011492>
- Vicente-Serrano, S.M., López-Moreno, J.I., Beguería, S., Lorenzo-Lacruz, J., Azorin-Molina, C., Morán-Tejeda, E., 2012. Accurate Computation of a Streamflow Drought Index. *Journal of Hydrologic Engineering* 17, 318–332. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000433](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000433)
- Wang, C., Wang, S., Fu, B., Zhang, L., 2016. Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review. *Progress in Physical Geography* 40, 409–430.
- Wang, D., Hejazi, M., 2011. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous United States. *Water Resources Research* 47.
- Wang, F., Duan, K., Fu, S., Gou, F., Liang, W., Yan, J., Zhang, W., 2019. Partitioning climate and human contributions to changes in mean annual streamflow based on the Budyko complementary relationship in the Loess Plateau, China. *Science of the Total Environment* 665, pp. 579–590.

- Wang, J., Price, K.P., Rich, P.M., 2001. Spatial patterns of NDVI in response to precipitation and temperature in the central Great Plains. *int. j. remote sensing*, , vol. 22, no. 18, 3827–3844. DOI: 0.1080/01431160010007033.
- Wang, X., 2014. Advances in separating effects of climate variability and human activity on stream discharge: An overview. *Advances in Water Resources* 71, 209–218.
- Xia, X., Yang, Z., Xue, Y., Shao, X., Yu, T., Hou, Q., 2017. Spatial analysis of land use change effect on soil organic carbon stocks in the eastern regions of China between 1980 and 2000. *Geoscience Frontiers* 8, pp. 597–603.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J.F., Luterbacher, J., Wanner, H., 2003. Mediterranean summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SSTs. *Climate dynamics* 20, pp. 723–739.
- Yang, H., Qi, J., Xu, X., Yang, D., Lv, H., 2014. The regional variation in climate elasticity and climate contribution to runoff across China. *Journal of hydrology* 517, pp. 607–616.
- Yang, H., Yang, D., 2011. Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff. *Water Resources Research* volume 47.
- Yang, H., Yang, D., Lei, Z., Sun, F., 2008a. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water resources research* volume 44.
- Yang, H., Yang, D., Lei, Z., Sun, F., 2008b. New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation. *Water resources research* volume 44.
- Yang, Y., Yang, L., and Merchant, J.W., 1997. An assessment of AVHRR/NDVI-ecoclimatological relations in Nebraska, U.S.A. *International Journal of Remote Sensing*, **18**, 2161–2180.
- Yue, S., Pilon, P., Phinney, B., Cavadias, G., 2002. The influence of autocorrelation on the ability to detect trend in hydrological series. *Hydrological processes* 16, pp.1807–1829.
- Zamoum, S., Souag-Gamane, D., 2019. Monthly streamflow estimation in ungauged catchments of northern Algeria using regionalization of conceptual model parameters. *Arabian Journal of Geosciences* 12, 342. <https://doi.org/10.1007/s12517-019-4487-9>.
- Zamrane, Z., Turki, I., Laignel, B., Mahé, G., Laftouhi, N.-E., 2016. Characterization of the interannual variability of precipitation and streamflow in Tensift and Ksob basins (Morocco) and links with the NAO. *Atmosphere* 7, 84.
- Zarei, A.R., 2019. Analysis of changes trend in spatial and temporal pattern of drought over south of Iran using standardized precipitation index (SPI). *SN Applied Sciences* 1, 465.
- Zeng, S., Xia, J., Du, H., 2014. Separating the effects of climate change and human activities on runoff over different time scales in the Zhang River basin. *Stochastic environmental research and risk assessment* 28, pp. 401–413.
- Zeroual, A., Assani, A. A., and Meddi, M., 2016. Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in northern Algeria over the 1972–2013 period. *Hydrology Research*, 48(2), 584–595.
- Zeroual, A., Meddi, M., Bensaad, S., 2013. The impact of climate change on river flow in arid and semi-arid rivers in Algeria. In: E. Boegh, et al., eds. *Climate and land surface changes in hydrology*. Wallingford: International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publ. 359, 105–110. 359, pp. 105–110.
- Zerouali B., Mesbah M., Chettih M., Abda Z., Djemai M., 2015. Analyse et cartographie des tendances pluviométriques dans le bassin versant de l'Oued Sebaou (Nord-Centre de l'Algérie). *International Conference on African Large River Basins Hydrology. Hammamet, Tunisia, October, 26-30th, 2015.*

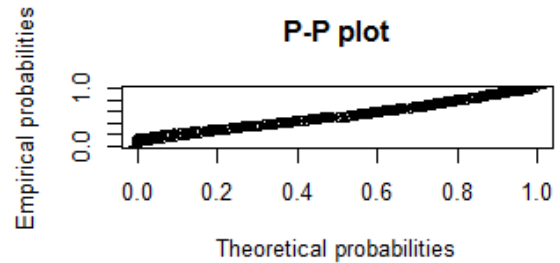
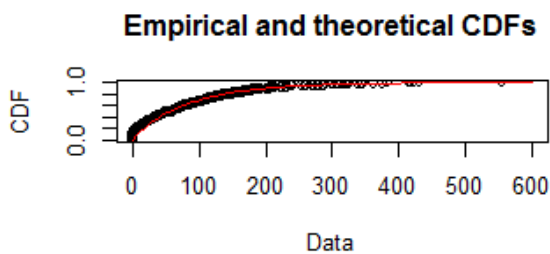
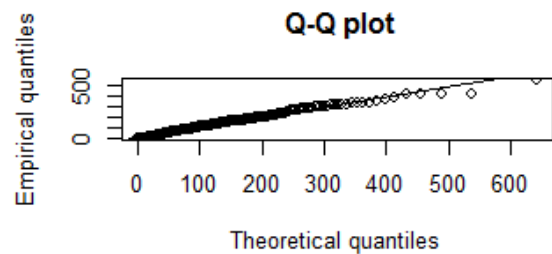
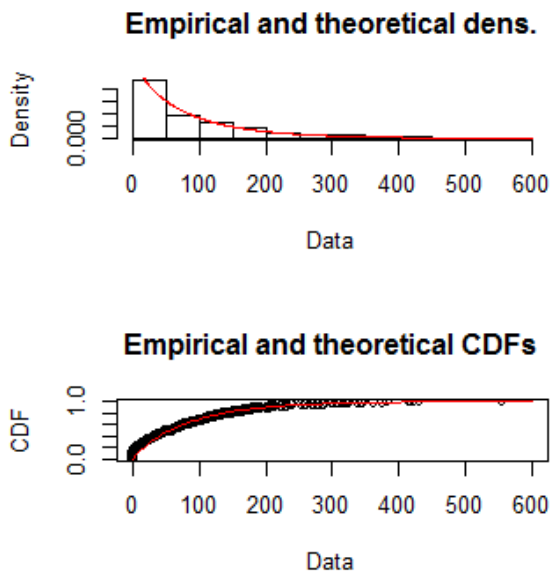
- Zhai, R., Tao, F., Xu, Z., 2018. Spatial–temporal changes in runoff and terrestrial ecosystem water retention under 1.5 and 2° C warming scenarios across China. *Earth System Dynamics* (Online) 9.
- Zhan, C., Zhang, Y., Xia, J., 2012. Hydrologic response to climate variability and human activities in the Chao River catchment near Beijing. *Water international* 37, pp. 585–597.
- Zhang, L., Dawes, W., Walker, G., 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water resources research* 37, pp. 701–708.
- Zhang, X., Dong, Q., Cheng, L., Xia, J., 2019. A Budyko-based framework for quantifying the impacts of aridity index and other factors on annual runoff. *Journal of Hydrology* 579, 124224.
- Zhang, X., Zhang, L., Zhao, J., Rustomji, P., Hairsine, P., 2008. Responses of streamflow to changes in climate and land use/cover in the Loess Plateau, China. *Water Resources Research* 44.
- Zhang, Y., Guan, D., Jin, C., Wang, A., Wu, J., Yuan, F., 2011. Analysis of impacts of climate variability and human activity on streamflow for a river basin in northeast China. *Journal of Hydrology* 410, 239–247.
- Zhao, J., Huang, S., Huang, Q., Leng, G., Wang, H., Li, P., 2020. Watershed water-energy balance dynamics and their association with diverse influencing factors at multiple time scales. *Science of The Total Environment* 711, 135189.
- Zheng, H., Zhang, L., Zhu, R., Liu, C., Sato, Y., Fukushima, Y., 2009. Responses of streamflow to climate and land surface change in the headwaters of the Yellow River Basin. *Water Resources Research* volume 45, W00A19. doi:10.1029/2007WR006665.
- Zhou, J., Peng, T., Zhang, C., Sun, N., 2018. Data pre-analysis and ensemble of various artificial neural networks for monthly streamflow forecasting. *Water* 10, 628.
- Zhou, S., Yu, B., Huang, Y., Wang, G., 2015. The complementary relationship and generation of the Budyko functions. *Geophysical Research Letters* 42, pp. 1781–1790.
- Zhou, S., Yu, B., Zhang, L., Huang, Y., Pan, M., Wang, G., 2016. A new method to partition climate and catchment effect on the mean annual runoff based on the Budyko complementary relationship. *Water Resources Research* 52, pp. 7163–7177.
- Zolfagharpour, F., Saghafian, B., Delavar, M., 2020. The impacts of climate variability and human activities on streamflow change at basin scale. *Water Supply* 20, pp. 889–899. <https://doi.org/10.2166/ws.2020.012>
- Zou, L., Xia, J., She, D., 2018. Analysis of impacts of climate change and human activities on hydrological drought: a case study in the Wei River Basin, China. *Water resources management* 32, pp. 1421–1438.

Annexes

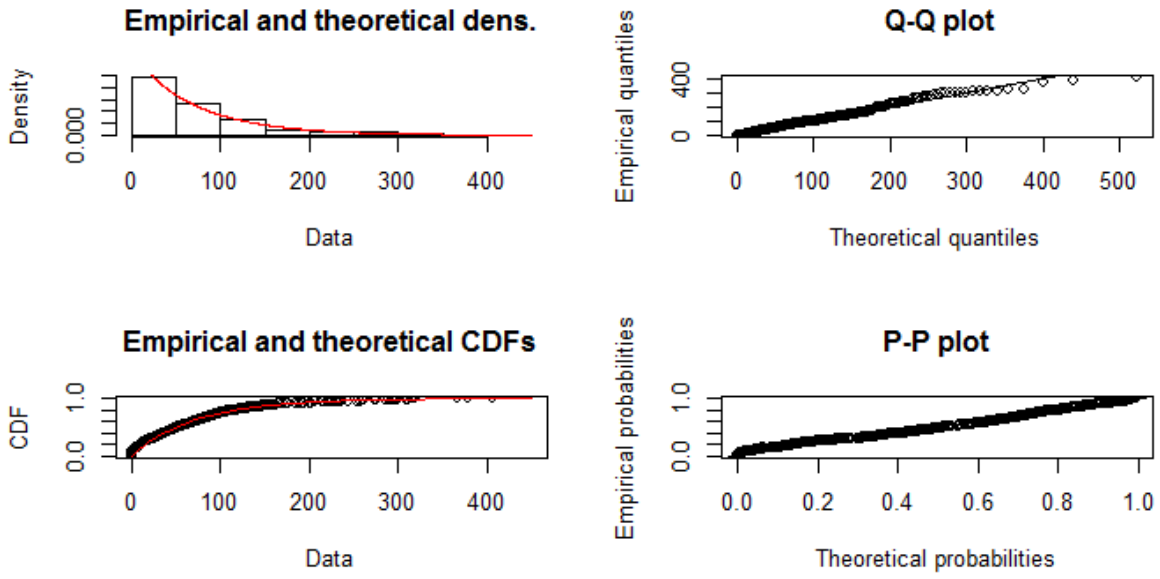
Annexe I : Ajustement des pluies mensuelles à la loi de Gamma (Logiciel RStudio).



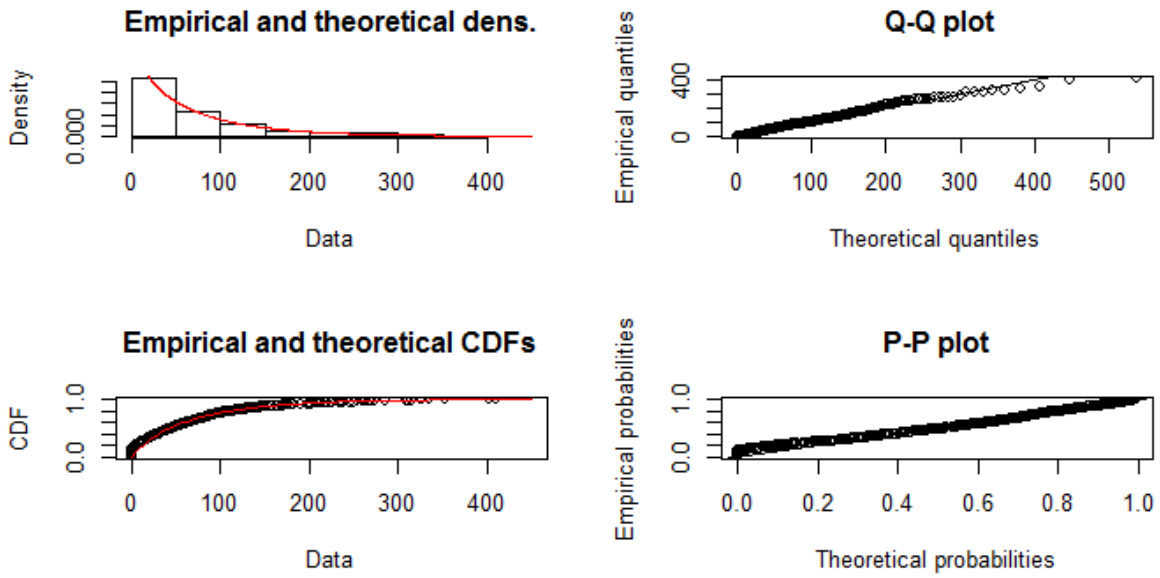
Station 021513 T Bouahir



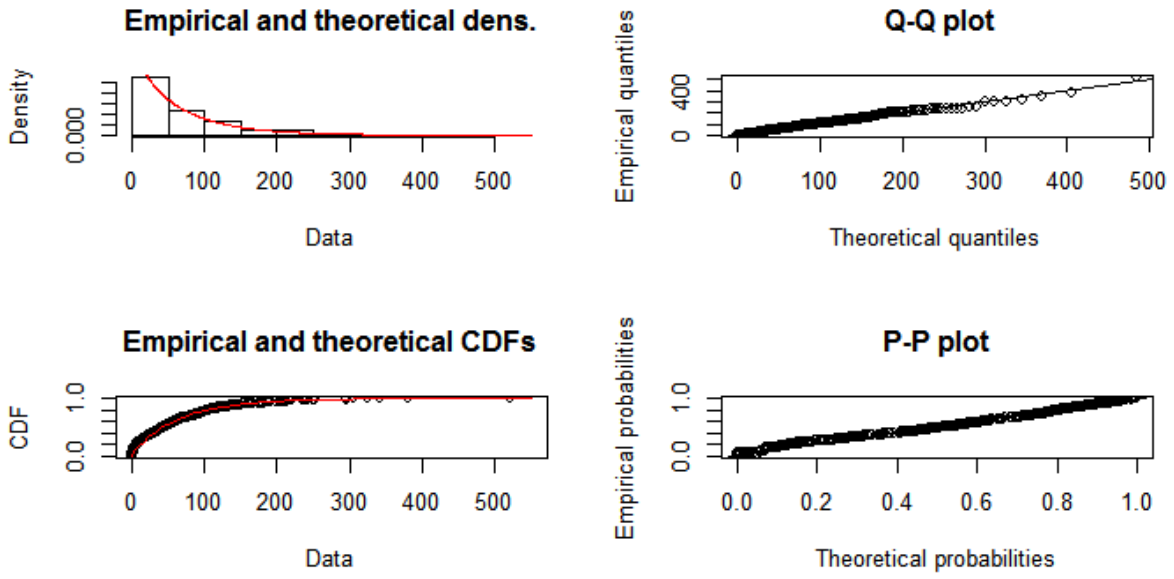
Station 021605 Souk el haad



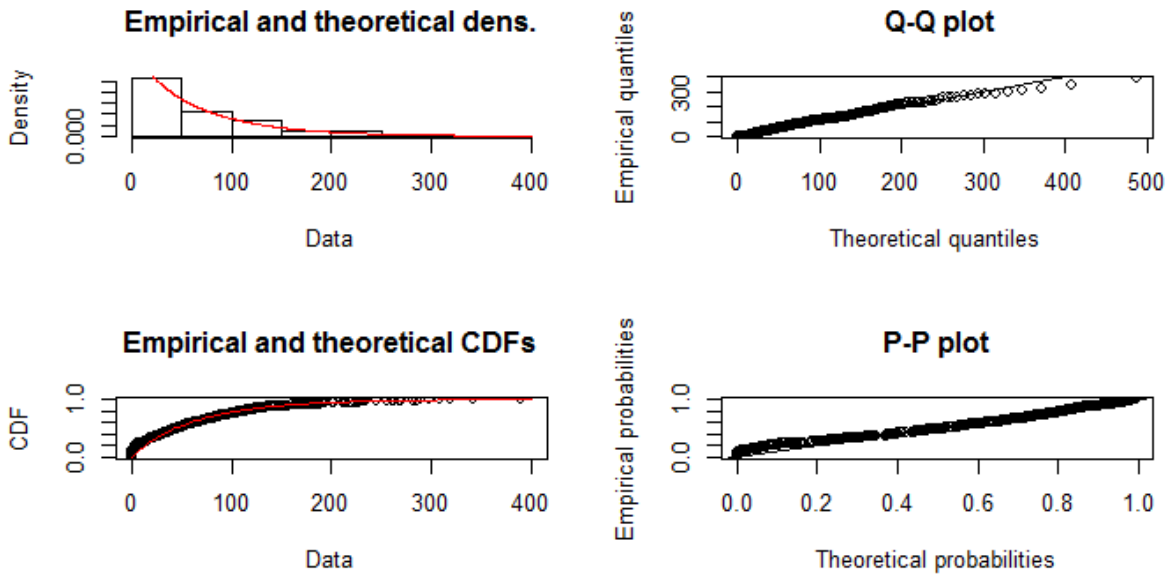
Station 021715 Beni Yenni



Station 021803 L'arbaa Makouda



Station 021908 Tamelhat



Station 022001 Baghlia village