

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد – تلمسان –

Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –

Faculté de TECHNOLOGIE



THESE

Présentée pour l'obtention du **grade** de **DOCTEUR EN SCIENCES**

En : Hydraulique

Spécialité : Hydraulique

Par : CHEBIHI Lakhdar

Sujet

Modélisation des écoulements superficiels du bassin de l'Oued Isser

Soutenue publiquement, le 09/04/2026, devant le jury composé de :

Mr. BOUMEDIENE Maamar
Mr. HABI Mohammed
Mr. ELOUISSI Abdelkader
Mr. BOULMAIZ Tayeb
Mr. BENZATER Benali

MCA
Professeur
Professeur
Professeur
MCA

Univ. Tlemcen
Univ. Tlemcen
Univ. Mascara
Univ. Ghardaia
Univ. Mascara

Président
Directeur de thèse
Co- Directeur de thèse
Examineur
Examineur

Année universitaire : 2025/2026

إهداء

إلى الروح الطاهرة التي غادرتنا لتبقى ذكراها خالدة في قلبي..

إلى من علمني معنى الكفاح والصبر..

إلى روح أبي الغالي "إبراهيم" رحمة الله عليه.

إلى القلب الطيب الذي رحل عنا مبكراً..

إلى روح أختي العزيزة "فتيحة"، أسكنها الله فسيح جناته.

إلى نبع الحنان، وبركة أيامي، ومن الجنة تحت أقدامها..

إلى أُمي الغالية، أطل الله في عمرها وحفظها لنا نبراساً وتاجاً فوق رؤوسنا.

إلى سندي في هذه الحياة.. إخوتي وأخواتي جميعاً.

إلى زهور العائلة وبراعتها.. أبناء أخي وأبناء أختي.

إلى الزوجة الكريمة

وإلى قرة عيني وأملي في المستقبل.. أبنائي الأعزاء.

أهديكم هذا العمل المتواضع

Remerciements

Louange à **Allah**, le Tout-Puissant, le Miséricordieux, qui m'a donné la force, la patience et la volonté nécessaire pour accomplir ce modeste travail.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma plus profonde gratitude et mon respectueux hommage à mon directeur de thèse, monsieur le professeur **HABI Mohammed**. Je le remercie infiniment pour la confiance qu'il m'a témoignée en acceptant d'encadrer ce travail, pour sa disponibilité constante, sa rigueur scientifique et ses qualités humaines qui ont guidé mes pas tout au long de cette recherche.

Mes vifs remerciements s'adressent également à mon co-encadreur, monsieur le professeur **ELOUISSI Abdelkader**, pour ses conseils avisés, son suivi régulier et ses orientations constructives qui ont grandement enrichi la qualité de cette thèse. Merci pour votre patience et votre partage de connaissances.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aux membres du jury, qui m'ont fait l'honneur d'accepter d'évaluer ce travail.

Enfin, je remercie chaleureusement l'ensemble de mes collègues ainsi que toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à la réalisation de ce travail.

Résumé

Cette recherche examine la dynamique hydrologique du bassin versant de l'Oued Isser (Algérie), un hydrosystème stratégique soumis à des contraintes climatiques semi-arides et à un stress hydrique structurel. L'objectif principal est de quantifier les composantes du bilan hydrique et d'évaluer la réponse du bassin face à la variabilité climatique. L'approche méthodologique repose sur l'utilisation du modèle agro-hydrologique SWAT (Soil and Water Assessment Tool), calibré et validé via l'algorithme SUFI-2 sur une période de 45 ans (1974-2018).

L'analyse des séries hydro-climatiques révèle une forte variabilité interannuelle des précipitations, marquée par des cycles de sécheresse récurrents (début des années 80, 2000, 2015-2017), bien qu'aucune tendance linéaire significative à la baisse ne soit observée sur le long terme. La modélisation hydrologique a montré des performances satisfaisantes (Nash-Sutcliffe = 0.67 en validation), confirmant la robustesse de l'outil. Les résultats spatialisés mettent en évidence que l'évapotranspiration réelle domine le bilan hydrique (plus de 65% des précipitations). Le ruissellement de surface est fortement contrôlé par la lithologie marneuse de la zone centrale, générant des crues éclairs, tandis que la recharge des nappes est limitée aux formations alluviales et calcaires. L'étude alerte enfin sur une baisse tendancielle de la remontée capillaire et de la recharge, menaçant la durabilité des ressources souterraines.

Mots-clés : Oued Isser, Modélisation hydrologique, SWAT, Bilan hydrique, Sécheresse, Algérie du Nord.

Abstract

This thesis investigates the hydrological dynamics of the Oued Isser watershed (Algeria), a strategic hydrosystem subject to semi-arid climatic constraints and structural water stress. The main objective is to quantify the water balance components and evaluate the basin's response to climate variability. The methodological approach relies on the use of the SWAT (Soil and Water Assessment Tool) agro-hydrological model, calibrated and validated using the SUFI-2 algorithm over a 45-year period (1974-2018). The analysis of hydro-climatic series reveals high interannual variability in precipitation, marked by recurrent drought cycles (early 80s, 2000, 2015-2017), although no significant linear downward trend is observed over the long term. The model demonstrated robust performance (Nash-Sutcliffe = 0.67 in validation), confirming the robustness of the tool. Spatialized results highlight that actual evapotranspiration dominates the water balance (consuming over 65% of precipitation). Surface runoff is strongly controlled by the marly lithology of the central zone, generating flash floods, while groundwater recharge is limited to alluvial and limestone formations. Finally, the study warns of a downward trend in capillary rise and recharge, threatening the sustainability of groundwater resources.

Keywords: Oued Isser, Hydrological modelling, SWAT, Water balance, Drought, Nord Algeria.

ملخص

تبحث هذه الأطروحة في الديناميكيات الهيدرولوجية لحوض واد يسر (شمال الجزائر)، وهو نظام مائي استراتيجي يخضع لظروف مناخية شبه قاحلة وإجهاد مائي هيكلي. الهدف الرئيسي هو تحديد مكونات الميزان المائي وتقييم استجابة الحوض للتقلبات المناخية. يعتمد المنهجية على استخدام نموذج SWAT والذي هو أداة تقييم التربة والمياه، تمت معايرته والتحقق من صحته باستخدام خوارزمية SUFI-2 على مدى 45 عامًا. كشف تحليل السلاسل الهيدرولوجية عن تباين كبير في هطول الأمطار بين السنوات، تميز بدورات جفاف متكررة مع بداية الثمانينات وكذا عام 2000، والفترة (2015-2017)، على الرغم من عدم ملاحظة اتجاه تنازلي خطي كبير على المدى الطويل. أظهرت النمذجة الهيدرولوجية أداءً مرضيًا (معامل $NSE = 0.67$ في مرحلة التحقق)، مما يؤكد دقة النموذج. أبرزت النتائج المكانية أن التبخر-النتح الفعلي يهيمن على الميزان المائي (يستهلك أكثر من 65% من الأمطار). كما تبين أن الجريان السطحي يتأثر بشدة بالطبيعة الليثولوجية (التربة المارنية) في المنطقة الوسطى، مما يولد فيضانات فجائية، بينما تقتصر تغذية المياه الجوفية على التكوينات الرسوبية والكلسية. أخيرًا، تحذر الدراسة من اتجاه تنازلي في صعود المياه الشعرية وتغذية الطبقات الجوفية، مما يهدد استدامة الموارد المائية الجوفية.

الكلمات المفتاحية: واد يسر، نمذجة هيدرولوجية، نموذج SWAT، ميزان مائي، جفاف، شمال الجزائر.

Table des matières

<i>Remerciements</i>	ii
<i>Résumé</i>	iii
<i>Abstract</i>	iv
<i>Table des matières</i>	6
<i>Liste des tableaux</i>	10
<i>Liste des figures</i>	12
<i>Liste des abréviations</i>	15
<i>Introduction générale</i>	2
<i>Chapitre I. CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE</i>	6
I.1. Les pressions sur les ressources en eau en région méditerranéenne	6
I.2. Problématiques spécifiques du bassin de l'Oued Isser	7
I.3. Impacts des changements d'occupation des sols	8
I.4. Nécessité d'une modélisation hydrologique spatialisée	9
<i>Chapitre II. ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE ET ÉTAT DE L'ART</i>	12
II.1. Les ressources en eau en contexte semi-aride	12
II.2. Processus hydrologiques fondamentaux	13
II.2.1. Cycle et bilan hydrique	13
II.2.1.1. Hydrologie du bassin versant	17
II.2.1.2. Les composantes du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant	18
II.2.2. Dynamique des précipitations et de l'évapotranspiration	20
II.2.2.1. Les précipitations	20
II.2.2.2. L'évapotranspiration (ET)	21
II.2.3. Réponse hydrologique	24
II.2.3.1. Le ruissellement	24
II.2.3.2. L'eau du sol	26
II.2.3.3. La percolation profonde et la recharge des nappes	29
II.3. La modélisation hydrologique	30
II.3.1. Approches de modélisation	30
II.3.2. Le Modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool)	33
II.3.3. Calibrage du modèle et analyse d'incertitude	34
II.4. Analyses statistiques	38
II.4.1. Précipitations	38
II.4.1.1. Test de normalité des séries chronologiques	40
II.4.1.2. Analyse de tendance des précipitations	41

II.4.1.3. Variation spatiale des précipitations	42
II.4.1.4. Déficit de précipitation	42
II.4.2. Indice de Précipitation Standardisé (SPI)	43
II.4.3. Indicateurs du déficit hydrique de la végétation	44
II.5. État de l'art et positionnement de la recherche :	44
II.6. Conclusion	45
<i>Chapitre III. MATÉRIELS ET MÉTHODES</i>	48
III.1. Introduction	48
III.2. Caractérisation physique et enjeux du bassin versant de l'Oued Isser.....	48
III.2.1. Situation géographique et contexte administratif	48
III.2.1.1. Localisation et contexte général	49
III.2.2. Caractéristiques Morphologiques et Topographiques	50
III.2.3. Réseau hydrographique et Régime d'écoulement	52
III.2.4. Occupation du sol et Couvert végétal	54
III.2.5. Contexte Géologique et Lithologique	56
III.2.6. La Demande Évaporative (ETP).....	58
III.2.7. Phénomènes Climatiques Extrêmes (Gel et Sirocco)	59
1. Le Gel.....	60
2. Le Sirocco	60
III.2.8. Synthèse des caractéristiques physiographiques.....	61
III.3. Caractérisation Climatique et Forçages Atmosphériques	62
III.3.1. Régime Thermique	62
III.3.2. Contrôle de Qualité et Homogénéisation des Séries	62
III.3.3. Stratégie de Calibration et Analyse d'Incertitude (SUFI-2).....	65
III.3.3.1. Démarche de calibrage et de validation.....	65
III.3.3.2. Analyse de sensibilité et procédure d'optimisation	65
III.4. Données d'Entrée du Modèle SWAT	66
III.4.1. Modèle Numérique de Terrain (MNT)	66
III.4.2. Données d'Occupation des Sols (LULC)	67
III.4.3. Données Pédologiques.....	69
III.4.4. Données Climatiques.....	70
III.4.5. Données complémentaires pour le calibrage et la validation.....	73
III.5. Configuration et calibrage du modèle SWAT	75
III.5.1. Fondements théoriques du modèle	75
III.5.1.1. Précipitation	75

III.5.1.2. Evapotranspiration	76
III.5.1.3. Ruissellement	80
III.5.1.4. Teneur en eau du sol.....	81
III.5.1.5. Drainage profond et recharge de l'aquifère.....	84
III.5.2. Configuration du modèle et discrétisation	84
III.5.3. Choix des paramètres et plages de variation.....	86
III.5.4. Indicateurs d'incertitude et de performance du modèle	88
III.6. Conclusion.....	90
<i>Chapitre IV. RESULTATS ET DISCUSSION (Partie 01) : CARACTERISATION ET</i>	
<i>VARIABILITE HYDRO-CLIMATIQUE</i>	<i>92</i>
IV.1. Introduction	92
IV.2. Caractérisation et variabilité hydro-climatique.....	92
IV.2.1. Analyse de la pluviométrie.....	92
IV.2.1.1. Diagnostic statistique et loi de distribution	92
IV.2.2. Analyse temporelle des sécheresses et des périodes humides (SPI)	99
IV.2.3. Analyse temporelle du SPI	100
IV.2.4. L'évapotranspiration et le stress hydrique.....	101
IV.3. Résultats analyse des composantes du bilan hydrique	104
IV.3.1. Analyse préliminaire des données	106
IV.3.2. Dynamique saisonnière et tendances de la teneur en eau	107
IV.3.3. Dynamique verticale et stratification de l'eau du sol	110
IV.4. Distribution spatio-temporelle et dynamique de l'évapotranspiration.....	113
IV.4.1. Diagnostic statistique	113
IV.4.2. Caractérisation des anomalies	116
IV.5. Caractérisation statistique et dynamique des écoulements	118
IV.5.1. Diagnostic de la distribution (tests de normalité)	118
IV.5.2. Analyse multi-échelles de la dynamique des écoulements du bassin versant.....	120
IV.5.2.1. L'échelle interannuelle :	121
IV.5.2.2. L'Échelle Saisonnière :	122
IV.5.2.3. L'échelle journalière :	123
IV.6. Conclusion.....	124
<i>Chapitre V. RESULTATS ET DISCUSSION (Partie 02) : RESULTATS DE LA MODELISATION</i>	
<i>HYDROLOGIQUE</i>	<i>126</i>
V.1. Introduction	126
V.2. Calibration et validation du modèle hydrologique (SWATCUP).....	126

V.2.1. Analyse de sensibilité des paramètres	126
V.2.2. Performance du calage et calibration (période 1977-2000)	129
V.2.3. Validation du modèle (période 2001-2018)	130
V.2.3.1. Analyse comparative des hydrogrammes	131
V.2.3.2. Performance statistique en validation	132
V.2.3.3. Analyse de la dynamique des processus (Validation)	132
V.2.4. Conclusion sur la performance globale	134
V.3. Bilan Hydrique Global du Bassin	134
V.3.1. Variation spatiale des précipitations	134
V.3.2. Caractérisation du déficit pluviométrique et des extrêmes	138
V.3.3. Discussion.....	138
V.3.3.1. Variabilité des précipitations	138
V.3.3.2. Évaluation du déficit pluviométrique	139
V.3.3.3. Discussion sur l'interprétation du SPI dans le contexte de l'Isser	140
V.3.4. Dynamique de l'eau du sol	140
V.3.4.1. La mosaïque spatiale des anomalies	140
V.3.4.2. Dynamiques spatio-temporelles de l'Eau du Sol.....	142
V.3.4.3. Pertinence de l'anomalie et géographie des crises	143
V.3.5. Distribution spatio-temporelle de l'ET.....	144
V.3.6. L'Évapotranspiration Réelle (ETR)	145
V.3.6.1. Le rôle tampon de la nappe (Revap)	146
V.3.6.2. Hétérogénéité spatiale et dynamique saisonnière de l'eau du sol.....	147
V.3.7. Le ruissellement de surface	150
V.3.7.1. Variabilité annuelle	150
V.3.7.2. Variabilité saisonnière.....	151
V.4. Discussion générale et synthèse.....	155
V.4.1. Performance du modèle	155
V.4.2. Le bilan hydrique.....	156
V.4.3. Ruissellement et lithologie	156
V.4.4. Recharge et Résilience.....	156
V.5. Conclusion	157
<i>Conclusion générale et perspectives</i>	<i>160</i>
<i>Références bibliographiques</i>	<i>164</i>

Liste des tableaux

Tableau II.1 : Classification climatique des zones arides selon l'Indice d'Aridité (IA).	43
Tableau II.2 : Échelle de classification de l'intensité de la sécheresse selon l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI).	44
Tableau III.1 : Variabilité spatio-temporelle de la demande évaporative (ETP mensuelle) sur le réseau de stations du bassin.	59
Tableau III.2 : Caractérisation du risque de gel : Fréquence mensuelle moyenne des jours de gelée sur les stations d'altitude.	60
Tableau III.3 : Caractérisation des événements extrêmes : Répartition saisonnière moyenne des jours de Sirocco.	60
Tableau III.4 : Fiche d'identité morphométrique et hydro-climatique du bassin versant de l'Oued Isser.	61
Tableau III.5 : Régime thermique mensuel (Min, Moy, Max) à la station de référence de Baghlia sur la période 1988-2018.	62
Tableau III.6 : Diagnostic de rupture de stationnarité (Test de Pettitt) et paramètres d'homogénéisation de la série pluviométrique de Beni Slimane.	64
Tableau III.7 : Nomenclature des groupes de sols, propriétés hydro-pédologiques et classification hydrologique (Groupes HSG) pour le modèle SWAT	70
Tableau III.8 : Inventaire, localisation et disponibilité temporelle des stations climatiques	71
Tableau III.9 : Inventaire du réseau hydrométrique de l'ANRH et caractéristiques des stations de jaugeage du bassin.	73
Tableau III.10 : Sélection des paramètres sensibles du modèle SWAT, définition physique et justification des plages de calibration pour le bassin de l'Isser.	86
Tableau IV.1 : Résultats du test de normalité de Shapiro-Wilk appliqué aux séries de précipitations annuelles et mensuelles.	94
Tableau IV.2 : Synthèse des tests de tendance de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes (Échelles annuelle et mensuelle).	98
Tableau IV.3 : Diagnostic de normalité des séries simulées de teneur en eau du sol (SWC) aux pas de temps annuel et mensuel.	107
Tableau IV.4 : Analyse des tendances (Mann-Kendall) pour les composantes du stock d'eau : SWC, Percolation et Remontée capillaire (Revap).	112

Tableau IV.5 : Statistiques descriptives de la teneur en eau du sol simulée selon la profondeur (Couches 1 et 2) et l'échelle temporelle.	112
Tableau IV.6 : Analyse de tendance des séries d'évapotranspiration simulées (Test de Mann-Kendall).	115
Tableau IV.7 : Détection de tendances dans les séries d'écoulement total simulé (Annuel vs Mensuel).	120
Tableau V.1 : Valeurs finales des paramètres hydrologiques du modèle SWAT après calibration et plages de variation retenues.	127
Tableau V.2 : Évaluation de la performance du modèle SWAT à l'exutoire de Lakhdaria en phase de calibration (1977-2000).	130
Tableau V.3 : Bilan des critères d'efficience (NSE, R^2) en phase de validation sur la période récente (2001-2018).	132

Liste des figures

Figure II.1 : Représentation schématique des composantes du cycle hydrologique et du bilan hydrique à l'échelle du bassin.	14
Figure II.2 : Schématisation conceptuelle des processus de transformation pluie-débit et des flux de surface et souterrains	24
Figure II.3 : Classification typologique des modèles hydrologiques selon leur structure et leur discrétisation spatiale	32
Figure II.4 : Organigramme méthodologique de la mise en œuvre du modèle hydrologique sous l'interface ArcSWAT.	36
Figure II.5 : Protocole séquentiel de l'analyse de sensibilité, de la calibration et de la validation via le module SWAT-CUP (Algorithme SUFI-2).....	37
Figure III.1 : Localisation géographique, limites administratives et hydrographiques du bassin versant de l'Oued Isser (Algérie du Nord).....	49
Figure III.2 : Carte hypsométrique et répartition spatiale des classes de pentes dérivées du MNT.	51
Figure III.3 : Hiérarchisation du réseau hydrographique et segmentation du bassin en sous-bassins versants par le modèle SWAT.....	53
Figure III.4 : Cartographie de l'occupation du sol (Land Use / Land Cover) du bassin versant pour la modélisation.	56
Figure III.5 : Contexte géologique et lithologique et répartition des formations géologiques du bassin versant.....	57
Figure III.6 : Détection de rupture de stationnarité sur la série pluviométrique de Beni Slimane (1974-2018) par le test de Pettitt.	63
Figure III.7 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) et étages altitudinaux du bassin versant	67
Figure III.8 : Réseau de surveillance hydro-climatique et localisation des stations de jaugeage sur le bassin	72
Figure IV.1 : Analyse de la normalité des séries pluviométriques par diagrammes P-P et Q-Q plots aux échelles annuelle et mensuelle.	93
Figure IV.2 : Régime pluviométrique journalier moyen et variabilité saisonnière sur la période d'étude (1974-2018).....	96
Figure IV.3 : Diagramme ombrothermique moyen mensuel (P-T) caractérisant le régime climatique du bassin de l'Isser sur la période 1974-2018.	97

Figure IV.4 : Analyse des tendances interannuelles des précipitations sur le bassin (Test de Mann-Kendall).	97
Figure IV.5 : Analyse des tendances mensuelles des précipitations : mise en évidence de la variabilité saisonnière.	98
Figure IV.6 : Évolution temporelle de l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI-12) et identification des séquences de sécheresse (1974-2018).	99
Figure IV.7 : Spatialisation de l'indice SPI-12 pour quatre années hydrologiques caractéristiques (humide, normale et sèche).	101
Figure IV.8 : Vérification de la normalité des distributions de la teneur en eau du sol simulée (SWC) par diagrammes Q-Q plots.....	106
Figure IV.9 : Dynamique interannuelle du stock d'eau moyen sur la période 1977-2018.	108
Figure IV.10 : Cycle saisonnier moyen de la teneur en eau du sol et contributions des flux de percolation et de remontée capillaire (Revap).	108
Figure IV.11 : Dynamique interannuelle comparée des flux entrants (Précipitation, Percolation) et de la teneur en eau du sol (Stock).....	109
Figure IV.12 : Profil vertical de l'humidité du sol : dynamique comparée des couches de surface et profondes (moyennes mensuelles).	111
Figure IV.13 : Tests de normalité (Q-Q plots) appliqués aux séries d'évapotranspiration simulées (Annuelle vs Mensuelle).	114
Figure IV.14 : Évolution comparée de l'Évapotranspiration Réelle (ETR) et Potentielle (ETP) face à la pluviométrie (1977-2018).....	115
Figure IV.15 : Chronique des Anomalies Standardisées de l'Humidité du Sol (SWA) au pas de temps mensuel.	116
Figure IV.16 : Identification des années déficitaires et excédentaires via l'Anomalie Standardisée de l'Humidité du Sol (SWA) annuelle.	117
Figure IV.17 : Analyse distributionnelle des débits simulés : mise en évidence de l'asymétrie des écoulements mensuels (Q-Q plots).....	119
Figure IV.18 : Évolution interannuelle comparée des composantes de l'écoulement (ruissellement de surface, écoulement latéral et souterrain) face aux précipitations (1977-2018).....	121
Figure IV.19 : Régime saisonnier moyen des flux hydrologiques : Contribution relative du ruissellement de surface et des apports souterrains au débit total.	122
Figure IV.20 : Analyse de la réactivité événementielle du bassin : Décomposition de l'hydrogramme journalier simulé en flux de surface et de base.	123

Figure V.1 : Résultat de l'analyse de sensibilité globale (SUFI-2) : Classement des paramètres SWAT par influence (t-Stat) et significativité (P-Value).....	128
Figure V.2 : Hydrogrammes observés et simulés à l'exutoire de Lakhdaria en période de calibration (1977-2000) avec enveloppe d'incertitude (95PPU).	129
Figure V.3 : Validation du modèle SWAT : Confrontation des débits simulés et observés sur la période 2001-2018.	131
Figure V.4 : Évolution de la sensibilité des paramètres hydrologiques sur la période de validation.	133
Figure V.5 : Distribution spatiale des précipitations moyennes interannuelles sur le bassin (1974-2018).	135
Figure V.6 : Cartographie de la variabilité des régimes pluviométriques mensuels moyens sur le bassin versant de l'Oued Isser	137
Figure V.7 : Spatialisation des anomalies standardisées de l'humidité du sol (SWA)	141
Figure V.8 : Distribution de l'Évapotranspiration Potentielle (ETP) moyenne annuelle ...	145
Figure V.9 : Simulation de l'Évapotranspiration Réelle (ETR) moyenne annuelle à l'échelle des sous-bassins.	146
Figure V.10 : Contribution des nappes à la zone racinaire : Distribution spatiale du flux de remontée capillaire (Revap).....	147
Figure V.11 : Hétérogénéité spatiale de la teneur en eau moyenne annuelle du sol (SWC).	148
Figure V.12 : Cartographie de la dynamique saisonnière de l'état hydrique des sols	149
Figure V.13 : Cartographie des zones contributives aux écoulements moyens annuels à l'échelle du bassin de l'Oued Isser	151
Figure V.14 : Cartographie de la variabilité saisonnière du ruissellement de surface à l'échelle du bassin de l'Oued Isser	152
Figure V.15 : Distribution spatiale de la lame d'eau écoulée totale (Water Yield) moyenne annuelle.	153
Figure V.16 : Estimation spatialisée de la recharge potentielle des aquifères (Percolation profonde annuelle moyenne).	154

Liste des abréviations

- 95PPU** : Incertitude de prédiction à 95 %
- ABH** : Agence de Bassins Hydrographiques
- AEP** : Alimentation en Eau Potable
- IA** : Indice d'Aridité
- ANBT** : Agence Nationale des Barrages et Transferts
- ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
- AWC** : Available Water Capacity (Capacité en eau disponible / Réserve Utile)
- CC** : Capacité au Champ
- CES** : Conservation des Eaux et des Sols
- CN** : Curve Number (Numéro de courbe)
- CNTS** : Centre National des Techniques Spatiales
- CORDEX** : Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment
- MNT** : Modèle Numérique de Terrain
- ERT** : Electrical Resistivity Tomography (Tomographie de résistivité électrique)
- ESA-CCI** : European Space Agency - Climate Change Initiative
- ESI** : Evaporative Stress Index (Indice de Stress Évaporatif)
- ET / ETR** : Évapotranspiration Réelle
- ETP / PET** : Évapotranspiration Potentielle
- FAO** : Food and Agriculture Organization (Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture)
- FC** : Field Capacity (Capacité au Champ)
- FPT** : Fonctions de Pédotransfert
- GCOS** : Global Climate Observing System
- GIEC** : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GIMMS : Global Inventory Modelling and Mapping Studies

GIRE : Gestion Intégrée des Ressources en Eau

GIS / SIG : Geographic Information System / Système d'Information Géographique

GLUE : Generalized Likelihood Uncertainty Estimation

HBV : Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (Modèle hydrologique conceptuel)

HRU : Hydrological Response Unit (Unité de Réponse Hydrologique)

IDW : Inverse Distance Weighting (Pondération par l'inverse de la distance)

INP : Institut National de la Pédologie

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change (GIEC en anglais)

KGE : Kling-Gupta Efficiency

LAI : Leaf Area Index (Indice de Surface Foliaire)

LULC : Land Use Land Cover (Occupation du sol)

MCMC : Markov Chain Monte Carlo

MK : Mann-Kendall (Test statistique)

MODIS : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MPE : Multi-sensor Precipitation Estimates

NAO : North Atlantic Oscillation

NASA : National Aeronautics and Space Administration

NMM : Neutron Moisture Meter (Sondes à neutrons)

NSE : Nash-Sutcliffe Efficiency

OMM : Organisation Météorologique Mondiale

ONM : Office National de la Météorologie

PADG : Plans Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Ressources en Eau

ParaSol : Parameter Solution (Méthode d'optimisation)

PBIAS : Percent Bias (Biais en pourcentage)

PFP : Point de Flétrissement Permanent

PIR : Proche-Infrarouge

PSO : Particle Swarm Optimization

R² : Coefficient de détermination

RCM : Regional Climate Models (Modèles climatiques régionaux)

REUE : Réutilisation des Eaux Usées Épurées

REVAP : Remontée capillaire (terme spécifique au modèle SWAT)

RMSE : Root Mean Square Error (Racine de l'erreur quadratique moyenne)

RU : Réserve Utile

SCS : Soil Conservation Service (Service de conservation des sols - USDA)

SPI : Standardized Precipitation Index (Indice Standardisé de Précipitations)

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

SUFI-2 : Sequential Uncertainty Fitting (Algorithme de calibration)

SWA : Soil Water Anomaly (Anomalie de l'humidité du sol)

SWAT : Soil and Water Assessment Tool

SWAT-CUP : SWAT Calibration and Uncertainty Programs

SWC : Soil Water Content (Teneur en eau du sol)

TDR : Time Domain Reflectometry (Réflectométrie temporelle)

UNCCD : United Nations Convention to Combat Desertification

UNESCO : United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization

USDA-ARS : United States Department of Agriculture - Agricultural Research Service

USGS : United States Geological Survey

WP : Wilting Point (Point de Flétrissement)

WXGEN : Weather Generator (Générateur climatique intégré à SWAT)

Δ SW : Variation du stock d'eau dans le bassin

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Face aux défis croissants de la raréfaction des ressources en eau, exacerbée par les changements climatiques et à un stress hydrique structurel, il devient impératif d'adopter des outils d'analyse robustes pour fonder une gestion durable et éclairée. Parmi ces outils, l'approche par le bilan hydrique est unanimement reconnue comme le cadre conceptuel et quantitatif fondamental (Ahmad et al., 2010). Le principe du bilan hydrique repose sur la loi de la conservation de la masse appliquée à un système hydrologique : sur une période donnée, la variation du volume d'eau stocké au sein de ce système est égale à la différence entre les flux entrants et les flux sortants. Appliquée à l'échelle la plus pertinente pour la gestion de l'eau, celle du bassin versant, cette approche consiste à établir une comptabilité rigoureuse des principaux termes du cycle hydrologique. L'entrée principale du système est constituée par les précipitations. Les flux sortants sont principalement l'évapotranspiration, qui retourne l'eau vers l'atmosphère depuis les surfaces d'eau libre, le sol et la végétation, et l'écoulement, qui représente la fraction des précipitations rejoignant le réseau hydrographique et s'écoulant vers l'exutoire du bassin (Lvovitch, 1970). La différence entre ces flux sur le long terme permet d'estimer la ressource en eau renouvelable du territoire.

L'intérêt majeur du bilan hydrique ne se limite pas à un simple diagnostic de l'état actuel de la ressource. Sa véritable puissance réside dans sa capacité à servir de fondement à la modélisation hydrologique, permettant ainsi de simuler la réponse du bassin versant à divers scénarios de changements futurs (Sokolov and Chapman, 1974 ; Entekhabi et al., 2014). En modifiant les entrées (par exemple, un scénario de baisse des précipitations) ou les caractéristiques du bassin (un scénario de changement d'occupation des sols), il devient possible d'évaluer quantitativement l'impact sur les écoulements et sur l'état des réserves. Cette capacité d'analyse et de prédiction est donc un prérequis indispensable à l'élaboration de toute stratégie d'adaptation efficace. Elle est d'une importance particulièrement critique dans les hydrosystèmes des régions semi-arides, comme celui de l'Oued Isser. Dans ces milieux, caractérisés par une forte variabilité naturelle et des ressources limitées, la moindre perturbation peut avoir des conséquences socio-économiques et environnementales majeures, rendant la maîtrise de cette équation hydrologique absolument vitale (Shams et al., 2013). Ces dynamiques ont été largement confirmées par les synthèses scientifiques récentes, qui soulignent l'accélération sans précédent du stress hydrique en Afrique du Nord sous l'effet combiné du forçage radiatif et de la surexploitation des aquifères (Tramblay et al., 2020 ; Hadour et al., 2023).

Objectifs de l'étude

L'ambition centrale de cette recherche doctorale est d'établir un diagnostic quantitatif rigoureux du bilan hydrique du bassin versant de l'Oued Isser. Il s'agit de décrypter les mécanismes de fonctionnement de cet hydrosystème face à la double contrainte des forçages climatiques et de stress hydrique structurel.

Pour opérationnaliser cette finalité, la démarche s'articule autour de (04) quatre objectifs spécifiques :

1. Diagnostiquer la trajectoire hydro-climatique : Caractériser la variabilité spatio-temporelle des précipitations et des températures, et détecter les ruptures de stationnarité dans les séries chronologiques pour quantifier l'ampleur des mutations climatiques récentes.

2. Implémenter une architecture de modélisation robuste : Paramétrer et calibrer le modèle agro-hydrologique SWAT sur le bassin de l'Oued Isser. Cette étape privilégie une calibration in situ basée sur les données observées, garantissant une reproduction fidèle de la physique du bassin.

3. Spatialiser la partition des flux hydriques : Exploiter le modèle calibré pour décomposer finement le cycle de l'eau (ruissellement de surface, évapotranspiration réelle, recharge des aquifères) et analyser leur redistribution spatiale à l'échelle des sous-bassins.

4. Objectiver la vulnérabilité au stress hydrique : Caractériser les séquences de sécheresse à travers l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI) et analyser leur propagation vers le stock d'eau du sol via les simulations du modèle SWAT (Indice d'Anomalie de l'Humidité du Sol - SWA).

Architecture du manuscrit

L'articulation de ce mémoire ne se conforme pas à une simple succession linéaire des chapitres, elle obéit à une hiérarchie systémique rigoureuse, conçue pour suivre le cheminement physique de l'eau, depuis l'atmosphère jusqu'aux aquifères profonds. Cette structure en entonnoir permet de passer progressivement de l'échelle macro-climatique à l'échelle micro-hydrologique du bassin versant.

L'ossature de la thèse s'organise autour de cinq piliers interdépendants :

- Le Chapitre I pose les fondements de la problématique en contextualisant la vulnérabilité hydrique de l'Algérie septentrionale et en définissant le périmètre stratégique de l'étude, c'est le cadre de la thèse.
- Le Chapitre II justifie le choix méthodologique. Il ne se contente pas de recenser l'état de l'art ; il démontre, par une analyse critique de la littérature, la pertinence du modèle SWAT pour répondre aux défis spécifiques des milieux semi-arides (intermittence des flux, érosion), c'est le socle théorique de la thèse.
- Le Chapitre III constitue la brique technique centrale. Il détaille l'ingénierie de la donnée : la construction du Système d'Information Géographique (SIG), le traitement des séries climatiques et, surtout, l'architecture de paramétrage du modèle numérique. C'est le moteur de la thèse
- Le Chapitre IV analyse le signal climatique en amont de la modélisation. Il caractérise la variabilité des précipitations (les entrées du système) et diagnostique la sévérité des sécheresses via les indices standardisés (SPI), posant ainsi le diagnostic climatique du bassin.
- Le Chapitre V représente le cœur analytique des résultats. C'est ici que la hiérarchie des processus est décryptée : performance du modèle, dynamique de l'évapotranspiration, genèse des crues et quantification de la recharge souterraine.

Enfin, la Conclusion Générale opère la synthèse finale, transformant ces résultats académiques en recommandations opérationnelles pour les décideurs du secteur de l'eau.

Chapitre I
CONTEXTE GÉNÉRAL
DE L'ÉTUDE

II.1. Les pressions sur les ressources en eau en région méditerranéenne

Au-delà de son rôle fondamental dans les écosystèmes, l'eau est une ressource transversale qui se trouve à l'intersection des enjeux sociaux, économiques et environnementaux. Elle est ainsi reconnue par les instances internationales comme un pilier essentiel de tout projet de développement durable (UNESCO, 2011). Or, cette ressource vitale fait aujourd'hui l'objet de pressions multiples et croissantes qui menacent sa disponibilité et sa qualité à l'échelle mondiale. Ces pressions peuvent être regroupées en deux grandes catégories de forçages qui, bien souvent, agissent de concert. D'une part, on observe des forçages anthropiques directs, liés au développement des sociétés humaines. La croissance démographique et l'urbanisation entraînent une concentration de la demande en eau pour les usages domestiques et industriels. Parallèlement, le développement économique, notamment agricole, se traduit par une expansion des surfaces irriguées qui constituent le premier poste de consommation d'eau douce à l'échelle globale (FAO, 2021). Ces dynamiques socio-économiques sont également le principal moteur des changements d'occupation des sols, modifiant durablement les paysages et leurs propriétés hydrologiques (Millennium Ecosystem Assessment, 2005).

D'autre part, ces pressions locales sont exacerbées par des modifications globales du système climatique. Le réchauffement planétaire, dont la responsabilité anthropique est aujourd'hui avérée, a pour conséquence directe une intensification du cycle hydrologique. Cela se traduit par une modification profonde des régimes de précipitations, avec des épisodes de sécheresse plus longs et plus intenses dans certaines régions comme le bassin méditerranéen, et une augmentation de l'évapotranspiration due à la hausse des températures (GIEC, 2022 ; UNCCD, 2017). De plus, les travaux récents montrent que la région méditerranéenne se réchauffe 20 % plus vite que la moyenne globale, ce qui exacerbe non seulement la sévérité des sécheresses agricoles, mais réduit également de manière drastique les débits d'étiage des oueds (Cramer et al., 2020 ; Lionello et al., 2023).

Il est crucial de comprendre que ces deux types de forçages ne s'additionnent pas simplement : ils interagissent et créent des boucles de rétroaction qui aggravent la vulnérabilité des systèmes hydriques. Par exemple, la déforestation pour l'expansion agricole (un forçage anthropique) réduit non seulement l'infiltration de l'eau, mais modifie aussi l'albédo et les flux d'humidité locaux, ce qui peut amplifier les effets d'une sécheresse d'origine climatique

(un forçage global). De même, l'imperméabilisation des sols par l'urbanisation accentue le ruissellement et peut dégrader la qualité des eaux, rendant la ressource inutilisable même quand elle est quantitativement disponible (Dolman et al., 2003).

II.2. Problématiques spécifiques du bassin de l'Oued Isser

Le bassin versant de l'Oued Isser, zone d'étude de cette thèse, est un territoire qui cristallise l'ensemble des défis hydrologiques des hydrosystèmes méditerranéens semi-arides, marqués par un stress hydrique devenu structurel (Khattabi et al., 2007). L'Oued Isser n'est pas juste un oued, c'est le poumon hydrique de la capitale via le transfert Beni Amrane-Keddara. Cette région occupe une place stratégique dans la politique de l'eau algérienne, puisqu'elle participe de manière significative à la sécurité hydrique de la métropole d'Alger et de ses plaines agricoles périphériques via le grand système de transfert Est. Le territoire est ainsi au cœur d'une tension croissante entre une demande en eau alimentée par une forte dynamique démographique et économique, et une ressource naturelle intrinsèquement précaire et irrégulière. Le régime hydrologique de l'Oued Isser illustre parfaitement cette précarité : il est typiquement torrentiel et intermittent, caractérisé par une alternance entre des étiages estivaux très prononcés, pouvant aller jusqu'à l'assèchement complet de certains tronçons, et des crues hivernales souvent violentes et rapides. Cette variabilité naturelle est de surcroît exacerbée par les effets déjà observables du changement climatique, notamment une tendance à la baisse des apports pluviométriques qui fragilise l'ensemble du système.

Face à cette vulnérabilité, la stratégie de gestion de l'eau en Algérie s'est historiquement fondée sur une politique de l'offre, basée sur la mobilisation des eaux de surface par la construction de grands barrages-réservoirs. Dans le bassin de l'Oued Isser, les ouvrages de Keddara et de Beni Amrane en sont les piliers. Cependant, ce modèle de gestion, bien qu'ayant longtemps prouvé son efficacité, atteint aujourd'hui ses limites et se trouve confronté à une double crise structurelle qui menace sa durabilité à long terme. La première crise, silencieuse mais inexorable, est celle de l'envasement des retenues. L'érosion hydrique, particulièrement intense sur les versants marneux du bassin, est largement aggravée par une dégradation du couvert végétal liée à la déforestation et au surpâturage (El-Hadj et al., 2015). Ce phénomène engendre un transport solide considérable qui vient se déposer au fond des barrages, réduisant progressivement leur capacité de stockage utile. Des études menées sur les barrages algériens estiment cette perte de capacité à près de 1% par an en moyenne, ce qui représente une menace directe pour la pérennité de l'infrastructure de mobilisation de

l'eau (Remini et al., 2009). Ce constat alarmant sur la perte de capacité utile des ouvrages hydrauliques algériens a été récemment réaffirmé par plusieurs auteurs, soulignant l'urgence d'adopter des modèles de prédiction spatiale pour cibler les aménagements anti-érosifs en amont des bassins telliens (Boutaghane et al., 2022 ; Toubal et al., 2024).

La seconde crise, quant à elle, concerne la dégradation progressive de la qualité de l'eau. La forte concentration de population et d'activités agricoles et industrielles dans le bassin génère une charge polluante importante. Les rejets d'eaux usées urbaines, souvent insuffisamment traitées, et le lessivage des intrants agricoles (nitrates et phosphates) depuis les terres cultivées entraînent une contamination des eaux de surface. Des analyses menées sur la retenue de Keddara ont ainsi mis en évidence des épisodes d'eutrophisation, compromettant la potabilisation de l'eau et menaçant l'équilibre des écosystèmes aquatiques (Kessasli & Djemili, 2018). Cet enchevêtrement complexe de pressions climatiques, socio-économiques et de dégradations physiques (envasement, pollution) fait du bassin de l'Oued Isser un cas d'étude particulièrement pertinent et représentatif des enjeux futurs de la gestion de l'eau en Méditerranée, justifiant une analyse fine et intégrée de son fonctionnement hydrologique.

II.3. Impacts des changements d'occupation des sols

Les changements d'occupation des sols (LULC) d'origine anthropique constituent l'un des principaux facteurs de perturbation du cycle hydrologique dans le bassin de l'Oued Isser. Les deux dynamiques majeures sont l'urbanisation rapide et l'intensification des pratiques agricoles, qui modifient en profondeur les conditions de surface et exercent une pression directe sur la ressource en eau (Vanmaercke et al., 2011). Concrètement, des études menées dans la région ont montré un recul significatif des terres agricoles au profit d'un étalement urbain souvent peu maîtrisé, particulièrement dans les plaines fertiles en aval du bassin (Meddi et al., 2013). Cette transformation du territoire a des conséquences directes sur la quantité d'eau disponible et sa circulation. L'expansion des surfaces bâties et des infrastructures routières conduit à une imperméabilisation croissante des sols. Ce phénomène limite fortement l'infiltration de l'eau de pluie vers les nappes phréatiques et favorise au contraire un ruissellement de surface plus rapide et plus volumineux. La conséquence hydrologique est une augmentation de la fréquence et de l'intensité des crues éclaircies, tout en réduisant la recharge des aquifères qui soutiennent les débits des cours d'eau en période sèche (Dahmani & Meddi, 2018). Simultanément, la demande en eau pour l'alimentation des centres urbains et pour l'irrigation des périmètres agricoles ne cesse de croître, entraînant des

prélèvements importants qui accentuent la pression sur les réserves, qu'elles soient de surface ou souterraines.

Sur le plan de la qualité, les impacts sont tout aussi préoccupants. Le ruissellement sur les zones urbaines draine une multitude de polluants (hydrocarbures, métaux lourds), tandis que l'agriculture intensive est une source majeure de pollution diffuse. L'utilisation d'engrais azotés et phosphatés conduit au lessivage de nutriments vers les cours d'eau, un phénomène bien documenté dans le bassin de l'Oued Isser qui provoque une eutrophisation progressive des retenues de barrages (Guergazi et al., 2015). Ce processus se manifeste par la prolifération d'algues, une diminution de l'oxygène dissous et une dégradation générale de la vie aquatique (Bouaicha et al., 2019). Enfin, il est fondamental de comprendre que ces altérations quantitatives et qualitatives s'influencent mutuellement dans un véritable cercle vicieux. La baisse tendancielle des apports naturels, observée dans la région (Taïbi et al., 2017), conjuguée à l'augmentation des prélèvements, diminue les débits d'étiage des cours d'eau. Or, un débit plus faible signifie une moindre capacité de dilution des polluants. Ainsi, une même quantité de rejets agricoles ou urbains aura un impact écologique beaucoup plus sévère dans une rivière au débit affaibli, aggravant les problèmes de qualité de l'eau et menaçant la durabilité de la ressource (Merz, 2013).

II.4. Nécessité d'une modélisation hydrologique spatialisée

Face à la complexité des problèmes environnementaux, sociaux et économiques liés à la rareté de l'eau, l'adoption de pratiques de gestion durable et intégrée n'est plus une option mais une nécessité. Une telle gestion ne peut cependant s'improviser ; elle doit reposer sur une connaissance scientifique approfondie du fonctionnement des hydrosystèmes. C'est pourquoi l'étude quantitative du bilan hydrique est universellement reconnue comme le prérequis indispensable à toute planification rationnelle et à l'élaboration de stratégies d'intervention efficaces (Merz, 2013).

Pour être pertinente, cette gestion doit s'inscrire dans une unité territoriale cohérente sur le plan hydrologique. Le bassin versant est aujourd'hui unanimement considéré comme cette unité idéale, car il représente l'espace au sein duquel interagissent l'ensemble des ressources (eau, sol, végétation) et des activités humaines qui en dépendent. Adopter une approche par bassin versant permet donc de passer d'une gestion sectorielle et fragmentée à une gestion intégrée, qui prend en compte les interdépendances entre l'amont et l'aval, et qui favorise la

participation des différents acteurs concernés (Swallow et al., 2005 ; Pareta & Pareta, 2012). Cependant, malgré l'importance stratégique de cette approche pour une région aussi vulnérable que le nord de l'Algérie, il existe une lacune notable dans la connaissance détaillée du bilan hydrique du bassin de l'Oued Isser. Les recherches antérieures, bien que d'une grande valeur, se sont souvent focalisées sur des analyses de séries temporelles de précipitations ou de débits mesurés à quelques stations, fournissant une vision agrégée à l'échelle du bassin (par exemple, Kouras et al., 2011). Or, cette vision globale masque l'hétérogénéité spatiale considérable des processus : toutes les zones du bassin ne contribuent pas de la même manière à la génération de l'écoulement ou à la recharge des nappes. Cette absence de quantification spatialisée des flux hydrologiques constitue un obstacle majeur à une gestion optimisée et territorialisée de la ressource.

L'objectif principal de cette thèse est donc de combler cette lacune scientifique. Il s'agit de conceptualiser et de quantifier, de manière spatialement distribuée, les processus qui gouvernent le bilan hydrique du bassin versant de l'Oued Isser. Pour ce faire, nous mobiliserons l'outil de modélisation agro-hydrologique SWAT (Soil and Water Assessment Tool). Les résultats de cette recherche fourniront des informations de référence inédites sur la répartition spatiale et temporelle des composantes du bilan. La modélisation distribuée (SWAT) est la seule méthode capable de localiser les zones sources d'érosion et de pollution pour cibler les interventions, contrairement aux modèles globaux. C'est votre argument massue. Ils serviront de socle pour de futures études visant à évaluer l'impact des scénarios de changements climatiques et d'aménagement du territoire, et constitueront un outil d'aide à la décision pour les gestionnaires de l'eau. L'utilisation du modèle SWAT, couplé à des algorithmes d'analyse d'incertitude comme SUFI-2, s'est d'ailleurs récemment imposée comme le standard incontournable pour l'aide à la décision dans les bassins maghrébins complexes et peu jaugés, justifiant pleinement le choix méthodologique de cette thèse (Bresson et al., 2021 ; Deffaf, 2022).

Chapitre II

ÉTUDE BIBLIOGRAPHIQUE

ET ÉTAT DE L'ART

III.1. Les ressources en eau en contexte semi-aride

L'eau douce est une ressource finie, inégalement répartie à la surface du globe, et dont le caractère vital pour les sociétés humaines et les écosystèmes n'est plus à démontrer. Cette réalité de la rareté de l'eau est particulièrement aiguë en Algérie, un pays dont les conditions climatiques, majoritairement arides à semi-arides, le placent dans une situation de vulnérabilité hydrique que les experts qualifient de structurelle. Sur le plan quantitatif, le pays est classé parmi les plus pauvres en eau du monde. La dotation naturelle en ressources renouvelables par habitant se situe bien en deçà du seuil de pénurie absolue, fixé à 500 m³/an par les organisations internationales, plaçant l'Algérie dans une catégorie de très grand stress hydrique (Banque Mondiale, 2018 ; Khattabi et al., 2007). Cette faible disponibilité naturelle, héritage de la géographie et du climat, est aujourd'hui confrontée à une augmentation rapide et continue de la demande en eau. Cette pression est la conséquence directe de plusieurs facteurs socio-économiques : une forte croissance démographique, une urbanisation rapide et souvent concentrée sur la frange littorale, et le développement de grands périmètres irrigués, essentiels pour la sécurité alimentaire du pays.

Cette inadéquation croissante entre une offre naturelle limitée et une demande en pleine expansion place les gestionnaires de l'eau face à des arbitrages de plus en plus complexes et génère des conflits d'usage, latents ou ouverts, entre les différents secteurs consommateurs. Il s'agit de répartir une ressource rare entre trois pôles stratégiques : l'alimentation en eau potable (AEP) des populations, qui est la priorité absolue ; les besoins de l'agriculture irriguée, qui représente le plus grand secteur consommateur ; et les demandes du secteur industriel, moteur du développement économique (Meddi & Bouanani, 2017). Face à cet enjeu, qui est devenu une question de sécurité nationale, le simple aménagement de l'offre par la construction de nouvelles infrastructures ne suffit plus. La mise en œuvre d'une gestion durable et intégrée des ressources en eau, qui vise à optimiser les usages et à préserver la ressource pour les générations futures, n'est plus une simple option mais une nécessité impérieuse pour assurer le développement durable du pays.

L'objectif de ce chapitre est de construire le socle de connaissances théoriques et méthodologiques sur lequel repose l'ensemble de cette thèse. Il s'agit de passer en revue la littérature scientifique pertinente afin de positionner notre travail, de justifier nos choix et de

définir les concepts clés qui seront mobilisés par la suite. Pour ce faire, notre revue de la littérature s'articulera autour de trois axes principaux, allant du conceptuel à l'opérationnel. Le premier axe sera consacré à la compréhension des processus physiques du bilan hydrique en contexte méditerranéen. Nous y décrirons en détail les différentes composantes du cycle de l'eau : les précipitations, en insistant sur leur caractère intense et irrégulier dans la région ; l'évapotranspiration, qui représente une perte majeure dans les climats semi-arides ; la génération du ruissellement, en discutant des mécanismes dominants (hortonien vs. par saturation) ; et enfin la recharge des nappes souterraines, processus clé mais difficile à quantifier. L'objectif est de mettre en évidence les spécificités de ces processus dans un environnement comme celui de l'Oued Isser.

Le deuxième axe portera sur les méthodes de quantification de ces flux hydrologiques. Nous présenterons un panorama des différentes approches existantes, allant des mesures de terrain (pluviomètres, stations de jaugeage, lysimètres) aux techniques de télédétection. Cette analyse critique mettra en évidence les forces de chaque méthode, mais aussi leurs limites fondamentales, notamment leur caractère souvent ponctuel ou leur incapacité à représenter l'hétérogénéité spatiale du bassin versant. Ce constat nous amènera à conclure sur la nécessité de recourir à la modélisation hydrologique pour obtenir une vision intégrée et spatialisée. Et le troisième et dernier axe se focalisera sur la modélisation hydrologique comme outil d'intégration et de simulation. Après avoir présenté les grandes familles de modèles, nous nous concentrerons sur le modèle agro-hydrologique SWAT (Soil and Water Assessment Tool), retenu pour cette étude. Nous en décrirons les fondements théoriques, la structure et les équations principales. Une attention particulière sera accordée aux étapes critiques de sa mise en œuvre, notamment les méthodologies de calibration et de validation, ainsi qu'à la prise en compte indispensable des incertitudes inhérentes à toute démarche de modélisation.

III.2. Processus hydrologiques fondamentaux

III.2.1. Cycle et bilan hydrique

Le cycle hydrologique constitue le concept central qui sous-tend toute la science de l'hydrologie. Il décrit la circulation perpétuelle de l'eau au sein de l'hydrosphère, un système complexe englobant l'atmosphère, la surface terrestre (océans, continents) et la partie supérieure de la lithosphère. Ce grand moteur planétaire est alimenté par deux forces fondamentales : d'une part, l'énergie solaire, qui fournit l'énergie nécessaire aux changements

d'état de l'eau et initie son mouvement vertical vers l'atmosphère (évaporation) ; et d'autre part, la force de gravité, qui régit ensuite son retour vers la surface et ses écoulements horizontaux (Dooge, 1968 ; Shiklomanov, 2009).

Pour les hydrologues et les gestionnaires de l'eau, ce cycle global doit être traduit en termes quantitatifs à une échelle d'action pertinente, celle du bassin versant. C'est le rôle du bilan hydrique. Il s'agit d'une approche comptable rigoureuse qui repose sur le principe fondamental de la conservation de la masse. Appliqué à un bassin versant sur une période de temps donnée, ce principe peut s'écrire sous la forme de l'équation générale : les entrées moins (-) les sorties est égale la variation du Stock. Les entrées, ou flux entrants, sont dans la quasi-totalité des cas constituées par les précipitations atmosphériques (pluie, neige) qui tombent à l'intérieur des limites topographiques du bassin versant. Les sorties, ou flux sortants, se divisent en deux grandes voies. La première est le retour de l'eau à l'atmosphère par l'évapotranspiration (ET), qui combine l'évaporation directe depuis les surfaces d'eau libre et les sols humides, et la transpiration des végétaux. La seconde voie est l'écoulement, qui regroupe l'ensemble des eaux qui quittent le bassin par son exutoire, que ce soit par l'écoulement de surface, ruissellement ou par l'écoulement de subsurface.

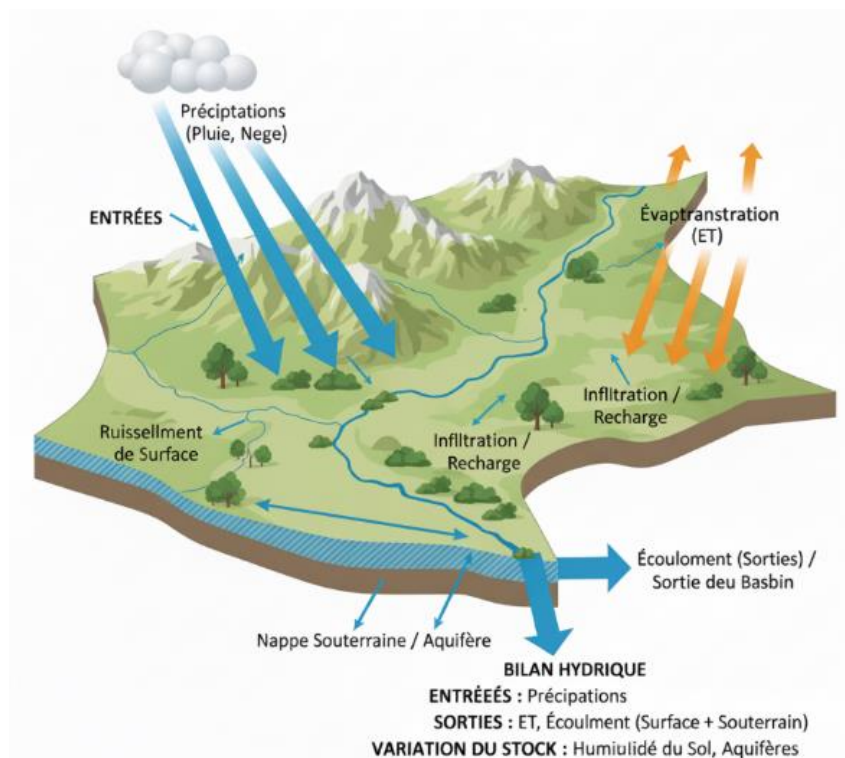


Figure III.1 : Représentation schématique des composantes du cycle hydrologique et du bilan hydrique à l'échelle du bassin (Adapté de UNESCO, 1979 ; Chow et al., 1988).

Le terme de variation du stock est souvent le plus complexe à évaluer. Il représente la quantité d'eau qui n'est ni sortie du bassin ni retournée à l'atmosphère, mais qui a été stockée temporairement ou durablement au sein du bassin lui-même. Ce stockage inclut principalement l'eau contenue dans la zone non saturée des sols (humidité du sol), l'eau qui percole en profondeur vers les aquifères (la recharge), et l'eau stockée dans les nappes souterraines elles-mêmes (Figure II.1). Ainsi, analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant revient à disséquer et à quantifier chacune de ces composantes et leurs interactions. C'est un prérequis indispensable pour comprendre la réponse d'un système aussi complexe et vulnérable que celui de l'Oued Isser aux contraintes climatiques et anthropiques.

Si la quantité totale d'eau présente sur Terre est considérée comme une constante à l'échelle des temps géologiques (Chow, 1988), sa répartition, elle, est en constante recomposition. D'une saison à l'autre et d'une décennie à l'autre, la disponibilité de l'eau change à toutes les échelles, du niveau continental jusqu'à celui du plus petit bassin versant. Au sein de cette dynamique globale, la composante eau douce – englobant les eaux de surface (rivières, lacs), les eaux souterraines et l'humidité des sols – est de loin la plus sensible et la plus vulnérable aux changements environnementaux en cours (Carpenter et al., 2011 ; Dallas & Rivers-Moore, 2014). La disponibilité future de cette ressource vitale est en effet soumise à l'influence combinée de multiples facteurs. Les travaux du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) permettent de classer ces facteurs, ou forçages, en deux grandes familles interdépendantes (Porter et al., 2014 ; GIEC, 2022).

La première famille est celle des forçages climatiques. Ceux-ci agissent directement sur les flux du cycle hydrologique en modifiant les bilans d'eau et d'énergie. Les trois principaux moteurs de changement identifiés sont la modification des régimes de précipitations, l'augmentation des températures de surface et les variations de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et la seconde famille est celle des forçages non-climatiques, ou anthropiques. Ceux-ci agissent principalement sur la demande en eau, les modes de prélèvement, de stockage, de pollution et de gestion. Cette catégorie inclut les dynamiques démographiques, les évolutions socio-économiques et le progrès technologique. La principale difficulté pour les gestionnaires et les scientifiques réside dans le fait que ces deux familles de forçages ne s'additionnent pas de manière simple. Elles interagissent, et souvent, s'amplifient mutuellement. Une augmentation de la demande agricole (forçage anthropique) rend par exemple un territoire beaucoup plus vulnérable à une diminution des pluies (forçage

climatique). C'est cette interaction complexe qui est au cœur des enjeux de la sécurité hydrique pour les décennies à venir.

La répartition de la consommation d'eau douce par secteur d'activité est un indicateur clé pour comprendre les pressions qui s'exercent sur la ressource. À l'échelle mondiale, le consensus est clair : l'agriculture est de loin le plus grand consommateur, représentant environ 70% des prélèvements, suivie par le secteur industriel (environ 20%) et les usages domestiques (environ 10%) (Zhuwakinyu, 2012 ; FAO Aquastat). Cette hiérarchie des usages est également observée en Algérie, mais avec des spécificités propres au contexte national. Le secteur agricole est, ici aussi, le principal pôle de demande, avec plus de 70% des prélèvements totaux. Cette part prépondérante s'explique par la politique de développement de l'irrigation, considérée comme stratégique pour la sécurité alimentaire du pays. Le deuxième pôle de consommation est le secteur de l'Alimentation en Eau Potable (AEP), dont la part, estimée à environ 20%, est en constante augmentation. Cette croissance est directement tirée par la forte dynamique démographique et le taux d'urbanisation élevé. Enfin, le secteur industriel représente environ 10% de la consommation nationale, une part qui devrait croître avec les ambitions de développement économique du pays (Plan National de l'Eau, 2011).

Pour faire face à cette demande structurée et croissante, l'Algérie a déployé une stratégie de mobilisation qui s'appuie sur un portefeuille diversifié de ressources en eau. On distingue trois grandes catégories :

- Les ressources conventionnelles, qui constituent encore l'essentiel de l'approvisionnement. Elles se composent principalement des eaux de surface (environ 65%), mobilisées et régulées par un important parc de barrages, et des eaux souterraines (environ 30%), exploitées via des milliers de forages et de puits, notamment dans les nappes du littoral et du Sahara.
- Les ressources non conventionnelles, dont la contribution est en forte croissance et qui sont aujourd'hui au cœur de la stratégie nationale pour la sécurité hydrique. La principale est le dessalement d'eau de mer, qui assure déjà une part significative de l'AEP des grandes villes côtières.

La réutilisation des eaux usées épurées (REUE), qui est également considérée comme une ressource stratégique, bien que son développement soit encore limité. Elle représente un

potentiel important, notamment pour les usages agricoles et industriels, permettant ainsi de soulager la pression sur les ressources conventionnelles (ANRH, 2018).

En Algérie du Nord, les précipitations constituent la source quasi exclusive alimentant les ressources en eau renouvelables. Cependant, le régime pluviométrique de la région est fondamentalement marqué par une extrême variabilité, qui se manifeste sur deux plans complémentaires : spatial et temporel. À cette ressource pluviométrique limitée et irrégulière s'ajoute une contrainte climatique majeure : l'intensité de l'évapotranspiration. En raison du fort ensoleillement et de la sécheresse de l'air pendant une grande partie de l'année, l'évapotranspiration constitue le principal flux sortant du bilan hydrique, consommant souvent plus de 80% des apports pluviométriques. Ce phénomène a une conséquence directe et fondamentale : il ne laisse qu'une faible fraction des précipitations, de l'ordre de 10 à 15% en moyenne, pour alimenter ce que l'on appelle l'eau utile, c'est-à-dire l'écoulement de surface qui remplit les barrages et la recharge qui alimente les nappes souterraines (Meddi & Bouanani, 2017). Cette vulnérabilité climatique naturelle est aujourd'hui amplifiée et exacerbée par un ensemble de pressions anthropiques. La conjonction des impacts déjà observables du changement climatique (hausse des températures, augmentation de la fréquence des sécheresses), de la forte croissance démographique et de la dégradation de la qualité de l'eau par les rejets urbains et industriels, plonge la région dans une situation que l'on peut qualifier de crise hydrique structurelle. Dans ce contexte, la sécurité de l'approvisionnement en eau n'est plus garantie à long terme et devient un enjeu stratégique de premier ordre.

III.2.1.1. Hydrologie du bassin versant

Pour étudier et gérer durablement les ressources en eau, il est indispensable de travailler à une échelle qui soit cohérente avec les processus physiques qui les gouvernent. Cette unité géographique et fonctionnelle, reconnue internationalement, est le bassin versant.

D'un point de vue hydrologique, un bassin versant se définit comme la totalité de la surface topographique qui draine les précipitations vers un point unique, appelé exutoire (un cours d'eau, un lac, ou un barrage). Cette délimitation, purement physique, crée un système naturel au sein duquel l'ensemble des processus physiques, biologiques et chimiques sont intrinsèquement connectés par le cheminement de l'eau (National Research Council, 1999). La force fondamentale de ce concept réside dans la reconnaissance du lien de causalité direct

et incontournable entre l'amont et l'aval. Toute action menée sur une partie du territoire – une pratique agricole sur un versant, une urbanisation dans la plaine, un rejet industriel dans un affluent – aura des conséquences et des répercussions mesurables sur la quantité et la qualité de l'eau à l'exutoire. C'est la raison pour laquelle le bassin versant est considéré comme l'échelle d'analyse la plus pertinente pour des problématiques aussi variées que l'érosion des sols, la propagation des pollutions ou le fonctionnement global des écosystèmes aquatiques (Brooks et al., 2013).

Cette pertinence scientifique du concept de bassin versant a été pleinement intégrée dans le cadre légal et institutionnel de la politique de l'eau en Algérie. Le principe de la Gestion Intégrée des Ressources en Eau (GIRE), qui place le bassin versant au cœur de toute démarche de planification, est ainsi le pilier de la loi sur l'eau de 2005. Pour rendre cette approche opérationnelle, le territoire national a été découpé en cinq grandes Agences de Bassins Hydrographiques (ABH). Le bassin versant de l'Oued Isser, notre zone d'étude, relève de la compétence de l'Agence de Bassin Hydrographique du Centre (ABH Centre). La mission principale de ces agences est d'élaborer et de mettre en œuvre, de manière concertée avec les acteurs locaux, les Plans Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Ressources en Eau (PADG). Ces documents de planification stratégique ont pour but d'assurer une gestion durable, équilibrée et intégrée des ressources en eau, en régulant les usages et en arbitrant entre les différents besoins à l'échelle de leur territoire de compétence.

Ainsi, le choix du bassin versant comme échelle d'étude dans cette thèse n'est pas seulement une décision méthodologique fondée sur des principes hydrologiques. Il s'inscrit également en parfaite cohérence avec le cadre opérationnel et institutionnel de la gestion de l'eau en Algérie, assurant ainsi la pertinence des résultats pour les acteurs et les gestionnaires du territoire.

III.2.1.2. Les composantes du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant

La quantification du bilan hydrique est une étape fondamentale de la gestion de l'eau, particulièrement dans les bassins semi-arides où la rareté de la ressource exacerbe les conflits d'usage. Sur le plan conceptuel, l'étude du bilan hydrique repose sur le principe de la conservation de la masse, formulé par l'équation de continuité. L'équation générale du bilan hydrique pour un bassin versant peut être résumée comme suit :

$$\Delta SW = SW_{gains} - SW_{losses} \quad (II.1)$$

où ΔSW représente la variation du stock d'eau dans le bassin, W_{gains} les Apports correspondent principalement aux précipitations, et W_{losses} les Pertes au ruissellement et à l'évapotranspiration.

À un pas de temps discret (par exemple journalier), et en se concentrant sur le stock d'eau dans le sol (Soil Water, SW), cette équation peut être détaillée comme suit (Neitsch et al., 2011) :

$$SW_t = SW_o + \sum_{i=1}^t (P_{day} - Q_{surf} - ET - W_{perc} - Q_{gw}) \quad (II.2)$$

où :

SW_t est la teneur en eau finale du sol (mm),

SW_o est la teneur en eau initiale du sol (mm),

P représente les précipitations (mm),

Q_{surf} est le ruissellement de surface (mm),

ET est l'évapotranspiration (mm),

W_{perc} est la percolation profonde sous la zone racinaire (mm),

Q_{gw} est le flux de retour depuis la nappe peu profonde (mm).

De nombreuses études ont été menées sur le bilan hydrique en Algérie du Nord. Toutefois, la plupart de ces travaux se sont appuyés sur des approches ponctuelles (stations hydrométriques, pluviomètres) et n'offrent que rarement une vision spatialisée et intégrée des différentes composantes du bilan. La variabilité spatiale de ces flux reste une lacune majeure dans la compréhension de l'hydrologie de nombreux bassins. La suite de ce chapitre a donc pour objectif de passer en revue les concepts théoriques qui régissent la distribution spatio-temporelle de chaque composante clé du bilan hydrique, ainsi que le rôle fonctionnel des sols, de la topographie et de l'occupation des sols sur leur répartition.

III.2.2. Dynamique des précipitations et de l'évapotranspiration

III.2.2.1. Les précipitations

Les précipitations, qui englobent toutes les formes d'eau condensée retombant à la surface terrestre, constituent le flux d'entrée principal du bilan hydrique d'un bassin versant. Malgré ce rôle fondamental, ce flux est l'un des plus difficiles à quantifier avec précision en raison de sa très forte variabilité spatiale et temporelle (Zhang et Srinivasan, 2010). Cette hétérogénéité est particulièrement prononcée dans les écosystèmes semi-arides comme celui de l'Oued Isser, où les précipitations se manifestent souvent sous forme d'averses intenses et localisées qui contrôlent directement le déclenchement du ruissellement et la recharge des ressources en eau (Augustine, 2010). Par conséquent, une caractérisation fine de cette variabilité constitue un prérequis indispensable à toute modélisation hydrologique fiable.

À l'échelle d'un bassin versant, la répartition spatiale des précipitations est principalement gouvernée par les caractéristiques topographiques. Le relief, par son altitude, son exposition aux flux d'air humide et l'orientation de ses lignes de crête, induit des phénomènes de renforcement orographique (Daly, 2006). Les zones de plus haute altitude et les versants exposés au vent reçoivent ainsi des cumuls pluviométriques significativement plus élevés que les zones de plaine ou les versants abrités. Cette influence du relief est particulièrement déterminante dans les bassins du Tell algérien comme celui de l'Oued Isser, expliquant en grande partie le gradient pluviométrique observé. D'autres facteurs, tels que la nature de la couverture nuageuse et les trajectoires des systèmes dépressionnaires à l'échelle régionale, contribuent également à moduler cette distribution (Türkeş, 1996).

III.2.2.1.1. Détermination de la distribution des précipitations

La quantification précise de la distribution spatiale des précipitations reste un défi méthodologique majeur en raison de leur forte variabilité (Kidd & Huffman, 2011). Pour répondre à ce défi, plusieurs technologies aux caractéristiques complémentaires sont aujourd'hui mobilisées. La méthode de référence historique repose sur les réseaux de pluviomètres au sol, qui fournissent la seule mesure directe et fiable de la quantité de pluie tombée. Cependant, leur caractère ponctuel les rend par nature incapables de capturer l'hétérogénéité spatiale des averses, un inconvénient majeur en terrain complexe (New et al., 2001). Pour pallier cette limite, les approches par télédétection sont devenues incontournables. Les radars météorologiques offrent une excellente couverture spatiale à

haute résolution, mais leur déploiement coûteux limite leur couverture en Algérie. Les produits satellitaires, quant à eux, assurent une veille quasi globale et continue, essentielle pour les zones peu instrumentées, bien que leur estimation soit indirecte et leur résolution spatiale souvent plus grossière. Face à ce compromis permanent entre la précision locale des pluviomètres et la couverture spatiale de la télédétection, les approches les plus performantes reposent aujourd'hui sur la fusion de ces différentes sources au sein de produits de précipitations multi-capteurs (MPE), qui visent à combiner le meilleur de chaque système pour produire un champ de pluie spatialisé et réaliste (Sene, 2013).

La modélisation hydrologique distribuée requiert des données de précipitations sous forme de champs spatialisés (grilles ou rasters), alors que les réseaux de mesure au sol ne fournissent que des données ponctuelles, souvent à partir d'un nombre limité de stations. Il est donc indispensable de recourir à des méthodes d'interpolation spatiale pour transformer cette information discrète en un champ continu sur l'ensemble du bassin. La littérature scientifique propose un large éventail de ces techniques, allant des plus simples aux plus sophistiquées (Li et Heap, 2008 ; Yao et al., 2013). On distingue principalement les approches déterministes, comme la pondération par l'inverse de la distance (IDW) ou les fonctions polynomiales (spline), des approches géostatistiques plus complexes comme le krigeage, qui intègrent la structure de l'autocorrélation spatiale des données. Des méthodes issues de l'intelligence artificielle, tels que les réseaux de neurones, ont également été développées. Le choix de la méthode la plus appropriée dépend de plusieurs facteurs, notamment la densité du réseau de stations, la complexité du relief et l'objectif visé par la modélisation.

III.2.2.2. L'évapotranspiration (ET)

L'évapotranspiration (ET), qui combine le flux de vapeur d'eau issu de l'évaporation des surfaces nues et la transpiration de la végétation, constitue la principale voie de retour de l'eau continentale vers l'atmosphère et, de ce fait, le flux sortant majeur du bilan hydrique dans la plupart des bassins versants (Jovanovic & Israel, 2012). Son importance est double, car ce processus se situe à l'intersection des bilans hydrique et énergétique d'un écosystème. En tant que flux d'eau, l'ET est un facteur déterminant de la disponibilité des ressources renouvelables et conditionne directement la productivité des écosystèmes et la distribution des espèces végétales (Christensen et al., 2008). En tant que flux d'énergie, la vaporisation de l'eau (chaleur latente) consomme une part significative du rayonnement solaire incident

jusqu'à 25 % à l'échelle globale (Babkin, 2009) jouant ainsi un rôle majeur dans la régulation du climat local et les interactions surface-atmosphère. Cette double facette, hydrologique et énergétique, fait de l'ET un processus clé dont la quantification est indispensable. Dans un contexte méditerranéen semi-aride comme celui du bassin de l'Oued Isser, où l'ET peut représenter plus de 80 % des précipitations annuelles, sa détermination précise n'est pas seulement une tâche complexe, mais un enjeu fondamental pour toute analyse hydrologique et toute stratégie de gestion durable de l'eau.

III.2.2.2.1. Facteurs influençant l'évapotranspiration

Le processus d'évapotranspiration, pour se produire et persister, est fondamentalement contrôlé par la conjonction de deux facteurs limitants principaux, qui correspondent à la demande et à l'offre du système (Hillel, 2004). D'une part, la demande climatique, ou pouvoir évaporant de l'atmosphère, est dictée par des conditions externes : il faut une source d'énergie continue (principalement le rayonnement solaire) pour fournir la chaleur latente de vaporisation, ainsi qu'un gradient de pression de vapeur entre la surface évaporante et l'atmosphère pour permettre l'extraction de l'humidité. Cette demande est donc une fonction directe des variables météorologiques comme la température, l'humidité de l'air et le vent, et elle définit l'évapotranspiration potentielle (ETP). D'autre part, l'offre en eau, ou facteur hydrique, correspond à la disponibilité effective de l'eau à la surface d'évaporation. Ce second facteur est interne au système et dépend du stock d'eau présent dans le sol ainsi que des propriétés de ce dernier à retenir et à transmettre l'eau vers la surface et les racines des plantes. Dans un climat semi-aride, la dynamique de l'ET est dictée par l'interaction et l'alternance de ces deux contrôles : durant la saison humide, l'offre en eau est généralement suffisante et l'ET réelle est proche de l'ETP (contrôle par la demande/énergie), tandis que durant la saison sèche, l'offre en eau devient le principal facteur limitant et l'ET réelle chute drastiquement malgré une forte demande climatique (contrôle par l'offre/eau).

Cette interaction fondamentale entre la demande climatique et l'offre en eau est ensuite modulée à l'échelle locale par les caractéristiques physiques du bassin versant (Western et al., 2004). Dans un contexte semi-aride où l'eau est le principal facteur limitant la majeure partie de l'année, ce sont logiquement les éléments qui gouvernent la répartition et le stockage de cette ressource qui deviennent prépondérants pour expliquer la variabilité spatiale de l'évapotranspiration réelle (ETR). Le type de sol, par sa capacité de rétention en eau, conditionne directement le volume du réservoir hydrique accessible aux plantes

(Hatfield et Prueger, 2011). La topographie joue un rôle de redistribution, en concentrant l'humidité dans les zones basses et sur les versants les moins exposés au soleil (*ubacs*), qui deviennent ainsi des îlots où l'ETR peut se maintenir plus longtemps. Enfin, la couverture végétale est un acteur central de ce bilan : la nature de la végétation (densité, type d'enracinement) et sa physiologie, notamment sa capacité de régulation stomatique pour limiter les pertes en période de stress, déterminent l'efficacité avec laquelle le stock d'eau du sol est extrait et transpiré (Li et al., 2015). La combinaison de ces facteurs crée une mosaïque complexe de conditions micro-climatiques et hydrologiques qui explique la forte hétérogénéité de l'ETR observée à l'échelle du bassin versant.

III.2.2.2.2. Détermination de la variabilité de l'évapotranspiration

Bien qu'elle soit une composante clé du bilan hydrique, la quantification de l'évapotranspiration reste l'un des défis majeurs en hydrologie en raison de la complexité des processus impliqués (Banimahd et al., 2015). La littérature scientifique propose un large éventail de méthodes pour l'estimer, allant des mesures *in situ* très précises à des approches spatialisées. Les techniques de mesure directe à l'échelle locale incluent les lysimètres, qui mesurent le bilan d'eau d'un monolithe de sol, et les dendromètres à flux de sève, qui isolent la composante de transpiration des arbres. D'autres approches, basées sur des principes micrométéorologiques, permettent d'estimer les flux à l'échelle de la parcelle ; parmi elles, la méthode de covariance des turbulences (Eddy Covariance) est devenue une référence, aux côtés de techniques comme les scintillomètres ou la méthode du rapport de Bowen (Wang & Dickinson, 2012). Cependant, toutes ces techniques de terrain, bien que fondamentales pour la compréhension des processus, fournissent des informations locales qui ne sont pas directement extrapolables à l'échelle hétérogène d'un bassin versant. Pour surmonter cette limitation d'échelle, le recours à des approches d'estimation spatialisée est indispensable. La télédétection, en utilisant des algorithmes basés sur le bilan d'énergie de surface, permet de cartographier l'ET sur de vastes territoires, mais c'est la modélisation hydrologique qui reste l'outil le plus intégré, simulant l'ET en continu comme une composante à part entière du bilan hydrique, en interaction avec les autres variables du bassin.

III.2.3. Réponse hydrologique

III.2.3.1. Le ruissellement

Le ruissellement, processus par lequel l'eau excédentaire s'écoule vers le réseau hydrographique sous l'effet de la gravité, est la composante du bilan hydrique qui génère le débit des cours d'eau (Tarboton, 2003). La réponse hydrologique d'un bassin à une averse, visible sur l'hydrogramme de crue, est en réalité la résultante de plusieurs types d'écoulements que l'on peut classer en deux grandes catégories conceptuelles (Wagener et al., 2004). D'une part, le ruissellement direct, qui constitue la réponse rapide et transitoire à la pluie, est principalement formé par le ruissellement de surface (lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration) et l'écoulement de subsurface rapide. D'autre part, l'écoulement de base, contribution plus lente et pérenne des nappes souterraines, soutient le débit en dehors des événements pluvieux. La quantification précise de ces flux est un enjeu majeur qui se décline en plusieurs applications stratégiques, de la gestion des risques d'inondation à la planification des ressources en eau pour l'irrigation et l'AEP (Mdee, 2015). Dans un contexte méditerranéen semi-aride comme celui de l'Oued Isser, où la variabilité des précipitations est extrême, la maîtrise du processus pluie-ruissellement est une condition *sine qua non* à toute politique de gestion durable, notamment pour la conception d'ouvrages de collecte et de conservation des eaux et des sols (Zegelew, 2012, Figure II.2).

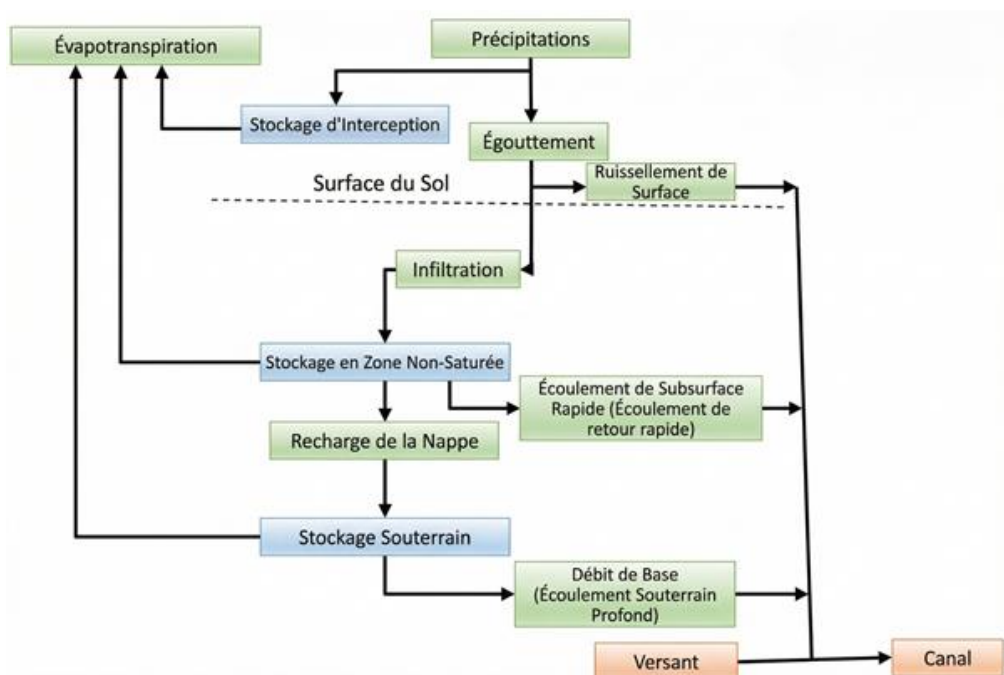


Figure III.2 : Schématisation conceptuelle des processus de transformation pluie-débit et des flux de surface et souterrains (Source : Wagener et al., 2004).

La quantification précise du ruissellement et la prédiction de ses fluctuations saisonnières sont des enjeux majeurs en recherche hydrologique, avec des implications directes pour la gestion durable des ressources en eau (Mdee, 2015). Dans un bassin méditerranéen semi-aride comme celui de l'Oued Isser, où la variabilité des précipitations est extrême, cette quantification est stratégique pour plusieurs raisons. Premièrement, elle est indispensable à la gestion des risques hydrologiques, notamment pour l'estimation des débits de crue et le dimensionnement des ouvrages de protection contre les inondations. Deuxièmement, elle est au cœur de la planification des ressources, permettant d'évaluer les apports de surface aux retenues de barrages qui sont vitales pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable (Rejani et al., 2015). Enfin, une connaissance fine du ruissellement est un prérequis à tout aménagement durable du territoire, que ce soit pour la conception de structures de collecte des eaux (récolte de l'eau de pluie) ou pour la mise en œuvre de pratiques de conservation des eaux et des sols visant à lutter contre l'érosion hydrique, un problème majeur dans la région (Zezelew, 2012).

III.2.3.1.1. Facteurs influençant la distribution du ruissellement

La génération du ruissellement est un processus d'une grande complexité, dont la variabilité spatio-temporelle est contrôlée par l'interaction de multiples facteurs à l'échelle du bassin versant. La réponse hydrologique d'un bassin à une averse est en effet la résultante de trois grandes catégories de contrôles interdépendants (Tarboton, 2003). Le facteur déclenchant principal est le forçage climatique ; les caractéristiques de la précipitation – notamment son intensité, sa durée et sa fréquence – conditionnent directement la possibilité de dépasser les seuils d'infiltration du sol. Une fois l'eau arrivée au sol, les propriétés de la surface contrôlent sa répartition entre infiltration et écoulement ; cette catégorie inclut la topographie, qui influence la vitesse du ruissellement, l'occupation des sols, qui affecte l'interception, et l'état de la surface, comme la présence de croûtes de battance qui imperméabilisent le sol. Enfin, les caractéristiques du sol et du sous-sol définissent la capacité du bassin à absorber et à stocker cette eau, les facteurs déterminants étant le type de sol, ses propriétés hydrauliques et son état d'humidité initial. C'est la combinaison dynamique de ces facteurs qui explique la forte hétérogénéité spatiale du ruissellement, un enjeu majeur pour la modélisation dans un bassin méditerranéen comme celui de l'Oued Isser.

III.2.3.1.2. Détermination de la distribution du ruissellement

La littérature scientifique propose un large éventail de méthodes pour déterminer la distribution du ruissellement, que l'on peut classer en deux grandes familles d'approches : les approches statistiques et les modèles conceptuels pluie-débit. La première famille, celle des approches statistiques et de régionalisation, vise à établir des relations empiriques ou probabilistes à partir des données de débits observées sur des bassins versants jaugés. Cela inclut les analyses fréquentielles, les méthodes de régression liant le débit à des descripteurs de bassin, ou encore les techniques de transfert de paramètres entre bassins similaires. Bien que très utiles pour des estimations à l'exutoire, ces approches décrivent mal la variabilité spatiale du ruissellement au sein même du bassin. La seconde grande famille est celle des modèles pluie-débit, qui simulent la transformation de la pluie en débit en se basant sur une représentation conceptuelle des processus hydrologiques. Au sein de cette famille, ils se distinguent principalement par leur niveau de spatialisation (Li et al., 2015) : les modèles globaux (*lumped*), comme HBV, traitent le bassin comme une entité unique et ne simulent le débit qu'à l'exutoire. À l'opposé, les modèles distribués ou semi-distribués, comme SWAT, découpent le bassin en unités spatiales et sont spécifiquement conçus pour simuler la variabilité spatiale des processus, ce qui est un objectif central de cette étude. Le choix final d'un modèle repose sur un compromis délicat entre la complexité de sa structure et la disponibilité des données, en suivant le principe de parcimonie : le modèle doit être aussi simple que possible, mais suffisamment complexe pour capturer les processus hydrologiques clés du bassin étudié (Wagener et al., 2004).

III.2.3.2. L'eau du sol

La teneur en eau du sol, qui représente la quantité d'eau stockée dans un volume de sol donné, est une variable d'état fondamentale du système hydrologique, agissant comme un réservoir tampon qui régule la répartition des précipitations entre les différents flux du bilan hydrique (Western et al., 2004). En raison de ce rôle de carrefour, contrôlant à la fois l'évapotranspiration, le déclenchement du ruissellement et la percolation profonde, la variation spatio-temporelle de l'eau du sol a fait l'objet d'une attention considérable dans la recherche (Porporato et al., 2002 ; Hébrard et al., 2006). Cependant, malgré cette importance reconnue, sa distribution spatiale reste l'une des composantes les plus méconnues et les plus difficiles à estimer de manière fiable à l'échelle d'un bassin versant (Di Bella et al., 2016). Cette lacune, qui constitue un verrou scientifique majeur, justifie pleinement le recours à des

approches de modélisation pour mieux comprendre et quantifier sa dynamique, qui est un élément clé du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Oued Isser.

III.2.3.2.1. Distribution de l'eau du sol

La distribution spatio-temporelle de l'eau du sol est le résultat d'une interaction complexe et multi-échelle entre le forçage climatique et les caractéristiques physiques du bassin versant (Western et al., 2004). La dynamique temporelle est principalement imposée par le climat. Dans un régime méditerranéen comme celui de l'Oued Isser, cela se traduit par un cycle saisonnier très marqué, avec une phase de recharge et de stockage de l'eau dans les sols durant la saison humide (automne-hiver), suivie d'une phase de déstockage intense par évapotranspiration durant la saison sèche, où l'influence des facteurs locaux s'estompe au profit d'un assèchement généralisé (Williams et al., 2009). La distribution spatiale, quant à elle, est principalement contrôlée par la manière dont la topographie et les sols redistribuent les précipitations. Le relief agit comme un facteur de contrôle majeur en influençant les écoulements de surface et de subsurface ; ainsi, l'eau tend à se concentrer dans les zones concaves et en bas de pente, tandis que l'exposition des versants joue un rôle crucial, les versants sud (*adrets*), plus ensoleillés, étant systématiquement plus secs que les versants nord (*ubacs*) (Zhao et al., 2011). Ces effets topographiques sont ensuite modulés par les propriétés du sol : sa texture et sa structure déterminent directement sa capacité de rétention en eau et sa conductivité hydraulique, expliquant pourquoi une pente douce au sol argileux peut parfois retenir plus d'eau qu'une zone plate sur un sol sableux. Enfin, le couvert végétal interagit avec tous ces facteurs en interceptant les pluies et en extrayant activement l'eau du sol par transpiration. C'est l'enchevêtrement de tous ces processus qui crée une mosaïque complexe de conditions d'humidité, expliquant la forte hétérogénéité observée sur le terrain.

III.2.3.2.2. Détermination de la teneur en eau du sol

La quantification de la teneur en eau du sol peut être abordée par un large éventail de méthodes, que l'on classe généralement en approches directes et indirectes (Bittelli, 2011). La seule méthode directe est la méthode gravimétrique, qui consiste à déterminer la masse d'eau par pesée et séchage d'un échantillon. Bien qu'elle soit la méthode de référence pour sa précision, son caractère destructif et laborieux la rend impropre à un suivi continu. C'est pourquoi la majorité des techniques sont indirectes ; elles estiment la teneur en eau en mesurant une propriété physique du sol qui en dépend, comme sa constante diélectrique ou

sa conductivité électrique. Ces méthodes, qui nécessitent une courbe de calibrage spécifique, se distinguent par leur échelle d'investigation. À l'échelle ponctuelle du profil de sol, on trouve des capteurs *in situ* comme les sondes à neutrons (NMM), les sondes TDR (réflectométrie temporelle) ou les sondes capacitatives. Pour une caractérisation à l'échelle locale de la parcelle, des méthodes géophysiques comme le radar géologique (GPR) ou la tomographie de résistivité électrique (ERT) permettent une cartographie du proche sous-sol. Enfin, à l'échelle régionale et globale, la télédétection par micro-ondes est la seule approche capable de fournir des estimations de l'humidité de surface sur de vastes territoires (Romano, 2014).

Cependant, toutes ces méthodes de mesure présentent des limites, soit en termes de couverture spatiale (méthodes ponctuelles), de profondeur d'investigation (télédétection de surface) ou de coût. C'est pourquoi la modélisation hydrologique reste un outil indispensable pour simuler de manière continue et tridimensionnelle la dynamique de l'eau dans le sol à l'échelle d'un bassin versant.

Chacune de ces méthodes de détermination de l'eau du sol présente un compromis spécifique entre précision, coût, et échelle d'application. La méthode gravimétrique, bien qu'étant la référence pour sa fiabilité et sa précision, est limitée par son caractère destructif et laborieux, la rendant impropre à un suivi temporel continu (Bittelli, 2011). Les méthodes indirectes *in situ*, comme les sondes TDR ou capacitatives, surmontent cet obstacle en permettant des mesures répétées et non destructives, mais elles restent par nature des mesures ponctuelles. Leur principale contrainte est donc de ne pas pouvoir capturer, seules, l'hétérogénéité spatiale de l'humidité à l'échelle d'un bassin versant. La télédétection offre une solution à ce problème d'échelle en fournissant une information spatialisée sur de vastes territoires, mais elle se heurte à d'autres limites, notamment une profondeur d'investigation restreinte aux premiers centimètres du sol et une résolution spatiale souvent trop grossière pour les études hydrologiques fines. Face à ces limitations inhérentes à chaque approche de mesure, il apparaît qu'aucune technique seule ne peut rendre compte de la dynamique spatio-temporelle tridimensionnelle de l'eau dans le sol. C'est pourquoi la modélisation hydrologique, souvent alimentée par des données de terrain interpolées ou des produits de télédétection, s'impose comme une approche complémentaire et indispensable pour simuler de manière intégrée et continue cette variable clé du bilan hydrique.

III.2.3.3. La percolation profonde et la recharge des nappes

La percolation profonde désigne l'écoulement vertical de l'eau gravitaire sous la zone racinaire, une fois la capacité de rétention du sol dépassée (Healy, 2010). Ce flux se divise ensuite en deux chemins principaux : une partie peut suivre des écoulements de subsurface rapides (interflow) pour rejoindre les cours d'eau, mais la part la plus significative continue sa progression verticale jusqu'à atteindre la nappe phréatique, constituant ainsi la recharge des eaux souterraines (Kumar, 2003). La quantification précise de cette recharge est d'une importance capitale, particulièrement dans les régions semi-arides comme l'Algérie du Nord où les eaux souterraines constituent une ressource stratégique, souvent sollicitée au-delà de ses capacités de renouvellement. La durabilité à long terme de ces aquifères dépend en effet d'un équilibre précaire entre les prélèvements (naturels ou anthropiques) et le taux de recharge (Ochoa et al., 2012). Par conséquent, l'estimation des taux de percolation et de recharge est un prérequis indispensable à toute politique de gestion durable des ressources en eaux souterraines, visant à garantir un équilibre entre l'exploitation et la pérennité de la ressource.

III.2.3.3.1. Facteurs influençant la percolation profonde

La percolation profonde est un processus éminemment variable dans l'espace et dans le temps, car elle ne se produit que lorsque les apports en eau à la surface excèdent la somme des pertes par évapotranspiration, ruissellement et stockage dans la zone racinaire. Sa genèse et son amplitude sont donc contrôlées par une interaction complexe de facteurs à différentes échelles (Kumar, 2003 ; Gates et al., 2014). Le facteur déclenchant principal est la nature des apports en eau : seules les précipitations de longue durée ou de forte intensité, en dépassant la capacité de rétention du sol, sont susceptibles de générer un surplus d'eau disponible pour une percolation significative. Ce potentiel est ensuite régulé par les caractéristiques du sol et de la zone non saturée ; une forte conductivité hydraulique et une faible capacité de rétention favoriseront un transit rapide de l'eau vers la nappe, tandis qu'un sol argileux et profond le retardera considérablement. Enfin, les caractéristiques de la surface, comme la topographie (qui influence la concentration des écoulements), l'occupation des sols et les pratiques de gestion (qui modulent l'infiltration et l'évapotranspiration), déterminent in fine la quantité d'eau qui atteint le sol et qui est effectivement disponible pour initier le processus de percolation.

III.2.3.3.2. Détermination de la percolation profonde

La quantification de la recharge reste l'un des exercices les plus délicats en hydrologie, car ce flux représente souvent une très faible fraction des précipitations – parfois moins de 5 % en zone semi-aride (Sibanda et al., 2009) – et sa mesure directe est quasiment impossible à l'échelle d'un bassin versant. La littérature scientifique propose donc un large éventail de méthodes d'estimation indirecte, que l'on peut regrouper en plusieurs grandes approches conceptuelles (Chung et al., 2016). Une première famille de méthodes se base sur l'observation des eaux souterraines elles-mêmes, en analysant par exemple la fluctuation du niveau piézométrique ou en utilisant des modèles hydrogéologiques dédiés comme MODFLOW. Une deuxième approche repose sur l'observation des eaux de surface, en analysant les débits d'étiage des cours d'eau ou en mesurant les échanges nappe-rivière. Une troisième approche, très différente, utilise des traceurs chimiques ou isotopiques (chlorures, tritium) pour suivre le parcours de l'eau depuis la surface jusqu'à la nappe (Wang et al., 2010). Bien que puissantes, chacune de ces méthodes présente des limites en termes de coût, d'échelle d'application ou d'hypothèses sous-jacentes. C'est pourquoi la modélisation hydrologique intégrée, telle que proposée par le modèle SWAT, offre une alternative particulièrement pertinente : en simulant l'ensemble des flux du bilan hydrique de surface (pluie, ET, ruissellement), elle permet d'estimer la percolation profonde de manière continue dans l'espace et dans le temps, en tant que flux résiduel du bilan, ce qui en fait un outil puissant pour l'analyse à l'échelle du bassin versant.

III.3. La modélisation hydrologique

III.3.1. Approches de modélisation

Les systèmes hydrologiques, par leur nature, intègrent des processus extrêmement complexes et interdépendants dont la compréhension globale reste un défi majeur (Xu, 2002). Face à cette complexité, les modèles hydrologiques jouent un rôle fondamental. En tant que représentations simplifiées des processus réels, ils offrent un cadre conceptuel et numérique permettant d'explorer les interactions entre les différentes variables d'un hydrosystème (Tessema, 2011). Ils permettent aux chercheurs de manipuler les paramètres du système et de tester des hypothèses, facilitant ainsi la compréhension des mécanismes qui régissent le cycle de l'eau. En ce sens, les modèles agissent comme des médiateurs indispensables entre la théorie hydrologique et la réalité du terrain, traduisant des concepts

physiques en résultats quantifiables et applicables (Babel et Karssenberg, 2013). Ils constituent donc des outils incontournables pour l'étude des processus hydrologiques à toutes les échelles, du bassin versant local aux systèmes régionaux et globaux.

En pratique, la forte hétérogénéité spatiale des bassins versants semi-arides, couplée aux coûts prohibitifs de l'instrumentation in-situ, rend illusoire une observation exhaustive de tous les processus hydrologiques. La modélisation hydrologique devient dès lors un impératif méthodologique, non seulement pour combler les lacunes spatio-temporelles de l'information (interpolation), mais surtout pour sa capacité heuristique à tester la réponse du système face à des forçages changeants (Pechlivanidis et al., 2011). Les modèles de bassin versant sont en effet des outils irremplaçables pour comprendre comment les processus hydrologiques répondent aux changements, qu'ils soient naturels ou anthropiques. Ils permettent de simuler des scénarios et d'évaluer les impacts futurs potentiels des changements d'occupation des sols ou du changement climatique sur les ressources en eau (Xu, 2002). Cette capacité prédictive est au cœur de leur utilité pour la prise de décision en matière de gestion de l'eau, éclairant des domaines aussi variés que la prévision des crues, la gestion de l'irrigation, la restauration des cours d'eau ou encore l'évaluation de la qualité de l'eau.

Il existe une grande diversité de modèles hydrologiques, dont la structure et la complexité varient considérablement, influençant directement leur performance prédictive. La littérature scientifique propose plusieurs systèmes de classification pour organiser cette diversité. Une distinction fondamentale, d'ordre conceptuel, oppose les modèles empiriques ou boîte noire, qui reposent sur des relations statistiques sans représentation explicite des processus, aux modèles conceptuels et physiques boîte grise et boîte blanche), qui cherchent à simuler le fonctionnement interne du bassin versant (Singh, 1988). Au sein de cette dernière famille, une autre distinction cruciale concerne la représentation spatiale des processus (Jajarmizadeh et al., 2012). Les modèles globaux traitent le bassin comme une entité unique, moyennant spatialement les variables et ne simulant le débit qu'à l'exutoire. À l'opposé, les modèles distribués ou semi-distribués découpent le bassin en unités spatiales plus petites (mailles, sous-bassins) et sont conçus pour simuler l'hétérogénéité spatiale des processus hydrologiques, ce qui est indispensable pour des études comme la nôtre, qui visent à analyser la distribution des composantes du bilan hydrique.

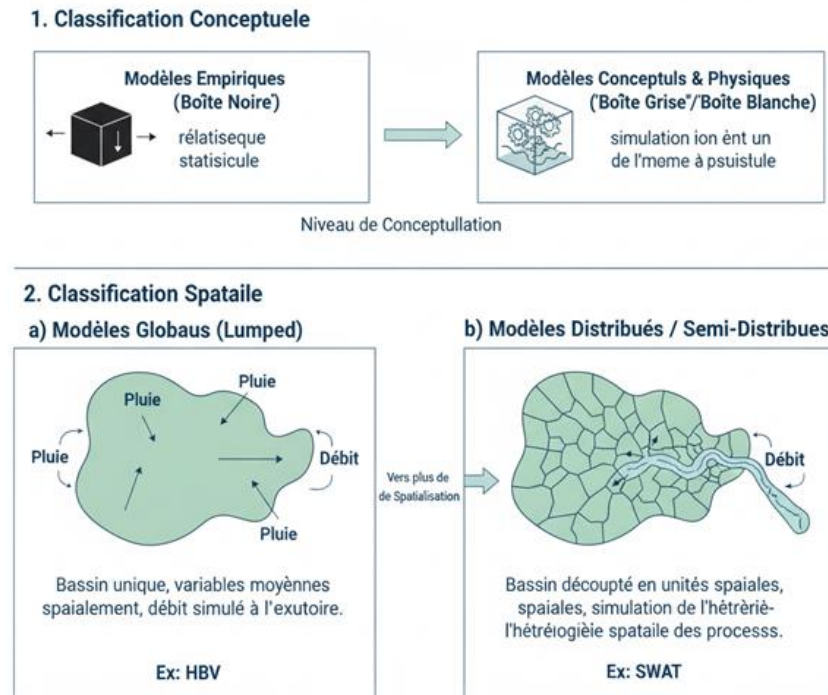


Figure III.3 : Classification typologique des modèles hydrologiques selon leur structure et leur discrétisation spatiale (Source : Singh, 1988 ; Xu, 2002).

Quelle que soit la classification adoptée, les modèles hydrologiques peuvent être positionnés sur un spectre de complexité conceptuelle, souvent illustré par la métaphore des boîtes. À une extrémité du spectre se trouvent les modèles empiriques (ou boîte noire), qui établissent des relations mathématiques directes entre les entrées (pluie) et les sorties (débit) sans chercher à représenter les processus physiques internes. Des approches comme les réseaux de neurones artificiels appartiennent à cette catégorie. À l'autre extrémité, les modèles à base physique (physically-based ou boîte blanche) tentent de résoudre explicitement les équations fondamentales de la physique de l'écoulement (comme les équations de Saint-Venant ou de Richards), offrant la représentation la plus détaillée et la plus fidèle à la réalité des processus (par exemple, MIKE-SHE). Entre ces deux extrêmes se situent les modèles conceptuels (conceptual ou boîte grise), qui constituent l'approche la plus répandue en hydrologie opérationnelle. Ces modèles, comme HBV ou TOPMODEL, représentent le bassin versant comme un ensemble de réservoirs interconnectés dont les flux sont régis par des équations simplifiées qui miment les processus physiques dominants. Le modèle SWAT, au cœur de cette étude, est un exemple avancé de cette approche conceptuelle : bien qu'il ne résolve pas les équations physiques fondamentales de manière explicite, il repose sur une représentation spatialisée et une paramétrisation physique robuste des processus du bilan hydrique, ce qui

le positionne comme un outil puissant à la frontière entre les modèles conceptuels et les modèles à base physique.

Le choix d'un modèle hydrologique n'est pas anodin et doit résulter d'une analyse rigoureuse de son adéquation avec les objectifs de l'étude et les caractéristiques du système étudié. Selon Beckers et al. (2009), plusieurs critères clés doivent guider cette sélection. Le premier critère est la fonctionnalité du modèle, c'est-à-dire sa capacité à simuler l'ensemble des processus hydrologiques pertinents pour la problématique (par exemple, le ruissellement, l'érosion, la croissance végétale). Le second est sa complexité, qui doit être en adéquation avec la disponibilité des données, les ressources et le temps alloués pour son initialisation et son calibrage. Il est également essentiel de s'assurer de l'applicabilité du modèle au contexte climatique et physiographique spécifique du bassin étudié. Enfin, le modèle doit être capable de fournir les sorties requises à l'échelle spatiale et temporelle souhaitée, et de présenter une adaptabilité suffisante pour simuler des scénarios futurs, notamment dans le cadre d'études sur l'impact du changement climatique ou des changements d'occupation des sols.

III.3.2. Le Modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool)

Le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) est un outil de modélisation hydrologique conceptuel, semi-distribué et fonctionnant en continu, développé par l'USDA-ARS (Neitsch et al., 2011). Conçu initialement pour évaluer l'impact des pratiques de gestion agricole sur les ressources en eau et en sol, il s'est imposé comme un outil interdisciplinaire robuste pour la modélisation intégrée des bassins versants. Sa force réside dans sa structure modulaire qui permet de simuler de manière couplée un large éventail de processus : non seulement l'ensemble du cycle hydrologique (ruissellement, évapotranspiration, recharge), mais aussi des processus agro-environnementaux comme l'érosion, le transport de sédiments, la croissance de la végétation ou encore le cycle des nutriments (Gassman et al., 2007 ; Arnold et al., 2012). Cette approche intégrée est rendue possible par une discrétisation spatiale fine du bassin. Celui-ci est d'abord divisé en sous-bassins, qui sont eux-mêmes subdivisés en Unités de Réponse Hydrologique (HRU). Une HRU est une portion de territoire présentant une combinaison unique et homogène de type de sol, d'occupation des sols et de pente. C'est à l'échelle de cette unité élémentaire que le modèle simule l'ensemble des flux du bilan hydrique, permettant ainsi de rendre compte de l'hétérogénéité spatiale du bassin et de sa réponse aux forçages climatiques et anthropiques.

Le bilan hydrique constitue le moteur central de la simulation dans SWAT, car il gouverne non seulement les flux d'eau mais aussi tous les processus qui en dépendent, comme la croissance de la végétation ou le transport de sédiments et de nutriments (Neitsch et al., 2011). Le calcul hydrologique s'opère en deux phases distinctes et successives. La première est la phase terrestre, durant laquelle le modèle calcule, pour chaque Unité de Réponse Hydrologique (HRU), la partition des précipitations en évapotranspiration, infiltration et ruissellement de surface, déterminant ainsi les charges en eau, en sédiments et en polluants qui atteignent le réseau hydrographique local. La seconde est la phase de routage, où le modèle simule la propagation et la transformation de ces flux à travers le réseau de chenaux, depuis les exutoires des sous-bassins jusqu'à l'exutoire final du bassin versant. Pour réaliser cette simulation intégrée, SWAT requiert un ensemble de données d'entrée spatialisées et temporelles : un modèle numérique de terrain (MNT) pour la topographie, des cartes d'occupation des sols et de types de sols pour caractériser la surface, et des séries chronologiques météorologiques journalières (précipitations, températures, rayonnement solaire, etc.) pour définir le forçage climatique.

Grâce à sa robustesse et à sa flexibilité, le modèle SWAT a acquis une reconnaissance internationale et s'est imposé comme un outil de référence pour la modélisation interdisciplinaire à l'échelle du bassin versant. Son succès et sa large adoption par la communauté scientifique, attestés par des centaines de publications dans des revues à comité de lecture et des conférences internationales dédiées (Gassman et al., 2010), reposent sur plusieurs atouts clés. Premièrement, sa disponibilité en accès libre et son intégration aisée avec les Systèmes d'Information Géographique (SIG) ont grandement facilité sa prise en main et son application à travers le monde. Deuxièmement, sa capacité à être couplé facilement avec des outils externes pour l'analyse de sensibilité, le calibrage et l'analyse d'incertitude en a fait une plateforme de modélisation complète et puissante. Enfin, SWAT bénéficie d'un écosystème de support extrêmement dynamique, incluant une documentation en ligne exhaustive, des forums d'utilisateurs actifs, des bases de données bibliographiques et des ateliers de formation réguliers, qui contribuent à sa diffusion continue et à son amélioration constante (van Griensven et al., 2012).

III.3.3. Calibrage du modèle et analyse d'incertitude

Pour qu'un modèle hydrologique soit un outil fiable d'aide à la gestion, il doit impérativement faire l'objet d'une procédure de calibrage. Cette étape est indispensable pour ajuster les

paramètres afin de reproduire fidèlement la réponse du bassin. Or, ce processus repose sur la comparaison entre les simulations et les observations. C'est ici que réside un défi majeur en Algérie : bien que des stations de jaugeage existent, comme sur l'Oued Isser, les séries temporelles présentent souvent des discontinuités ou peinent à capturer les crues éclair. Nous sommes donc confrontés à une situation de données limitées (data scarcity) plutôt qu'à une absence totale de données. Cette contrainte impose l'utilisation d'algorithmes de calibration robustes, capables de gérer l'incertitude liée à la qualité de l'information hydrométrique (Bárdossy, 2007).

Le calibrage, processus clé de la modélisation hydrologique, consiste à ajuster les paramètres d'un modèle pour minimiser l'écart entre les valeurs simulées et les observations de terrain. Bien que le bassin de l'Oued Isser dispose de stations hydrométriques, la discontinuité des séries temporelles et la difficulté de mesure des crues extrêmes nous confrontent partiellement à la problématique des données limitées. Face à ces contraintes, la littérature scientifique a développé plusieurs approches méthodologiques palliatives. Celles-ci incluent l'utilisation de données de télédétection pour compléter l'information spatiale, mais surtout le recours à des algorithmes d'optimisation stochastiques et inverses. Ces méthodes avancées permettent de ne plus chercher un jeu de paramètres unique souvent illusoire en raison de l'équifinalité mais de définir des plages de paramètres incertains capables d'englober la réalité observée, valorisant ainsi au mieux l'information hydrométrique disponible malgré ses imperfections.

En matière de calibrage de modèles, la littérature distingue deux grandes philosophies : l'approche déterministe et l'approche stochastique. L'approche déterministe, ou manuelle, consiste pour le modélisateur à ajuster les paramètres par essais-erreurs successifs jusqu'à l'obtention d'une concordance jugée satisfaisante. Bien que didactique, cette méthode est aujourd'hui moins préconisée en raison de sa subjectivité, du temps considérable qu'elle requiert et de l'impossibilité d'explorer exhaustivement l'espace des paramètres (Abbaspour, 2015). À l'inverse, l'approche stochastique repose sur des algorithmes d'optimisation automatiques qui explorent de manière systématique et objective cet espace des paramètres pour trouver les meilleures combinaisons. C'est dans cette seconde catégorie que s'inscrit le logiciel SWAT-CUP (SWAT Calibration and Uncertainty Programs), une plateforme spécifiquement développée pour le modèle SWAT (Abbaspour et al., 2007). Il intègre une suite de plusieurs algorithmes de calibrage et d'analyse d'incertitude, offrant ainsi une grande

flexibilité méthodologique, parmi lesquels SUFI2, GLUE, ParaSol, PSO et MCMC. La méthodologie globale adoptée dans cette étude, allant de la préparation des données à la validation, est synthétisée dans la Figure II.4 ci-après.

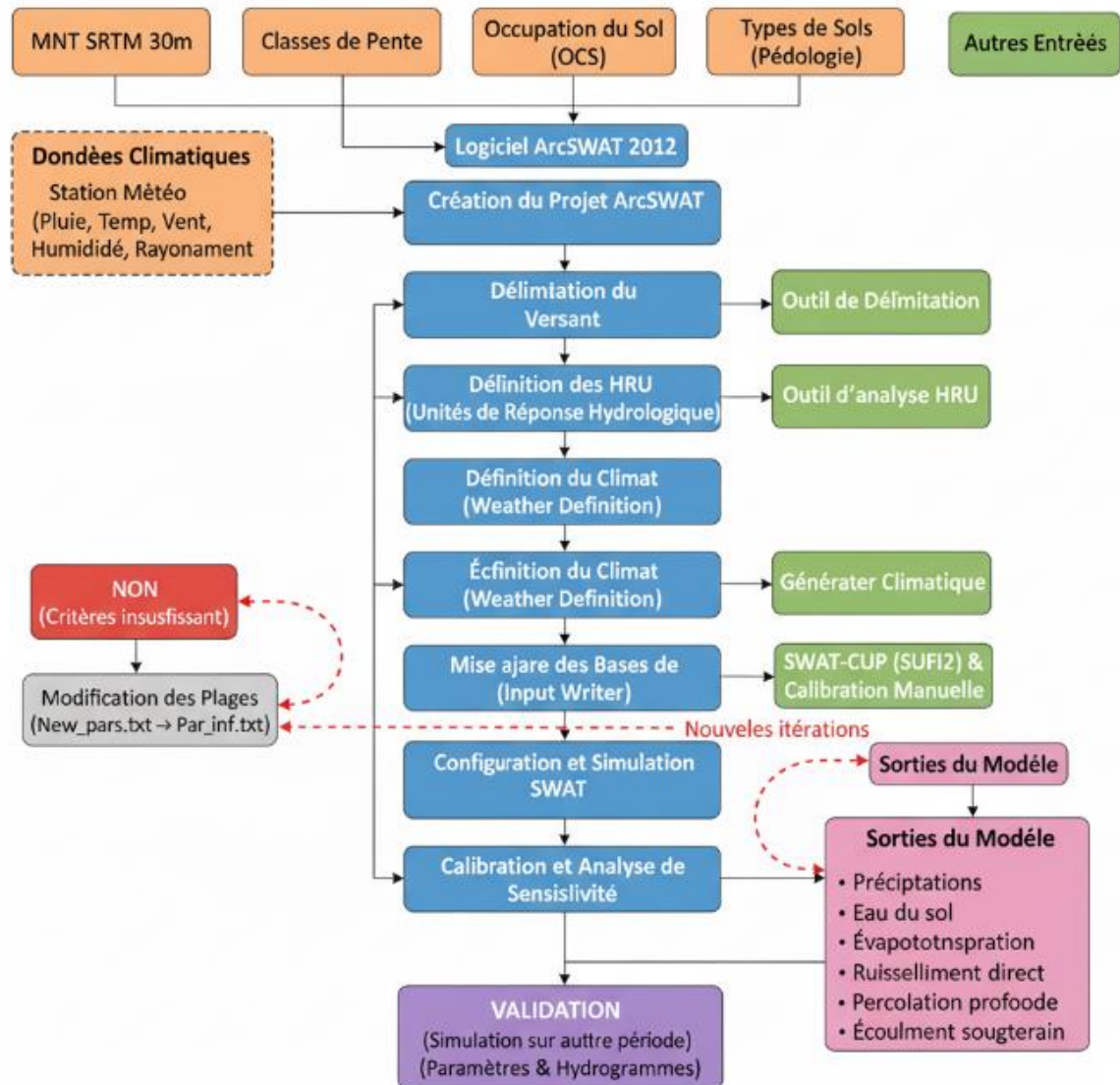


Figure III.4 : Organigramme méthodologique de la mise en œuvre du modèle hydrologique sous l'interface ArcSWAT.

Parmi les algorithmes disponibles dans SWAT-CUP, SUFI2 (Sequential Uncertainty Fitting v. 2) a été retenu pour cette étude. Sa particularité est de prendre en compte de manière explicite l'ensemble des sources d'incertitudes inhérentes à la modélisation (incertitudes liées aux paramètres, aux données d'entrée et aux données de mesure). L'algorithme propage ces incertitudes à travers le modèle pour quantifier l'incertitude de la prédiction finale, qui est matérialisée par l'enveloppe d'incertitude à 95 % (95PPU - 95% Prediction Uncertainty).

Cette enveloppe représente l'intervalle dans lequel 95 % des sorties simulées devraient se situer. La performance du calibrage est alors évaluée par deux indicateurs statistiques complémentaires (Abbaspour, 2015). Le P-factor mesure la part des données observées qui est effectivement capturée par l'enveloppe 95PPU ; l'objectif est d'atteindre une valeur proche de 1 (ou 100 %). Le R-factor mesure l'épaisseur moyenne de cette enveloppe d'incertitude ; l'objectif est d'obtenir la valeur la plus faible possible, car une enveloppe très large, même si elle capture toutes les observations, traduit une forte incertitude et donc une faible valeur prédictive du modèle. L'objectif du calibrage avec SUFI2 est donc de trouver le compromis optimal : maximiser le P-factor tout en minimisant le R-factor.

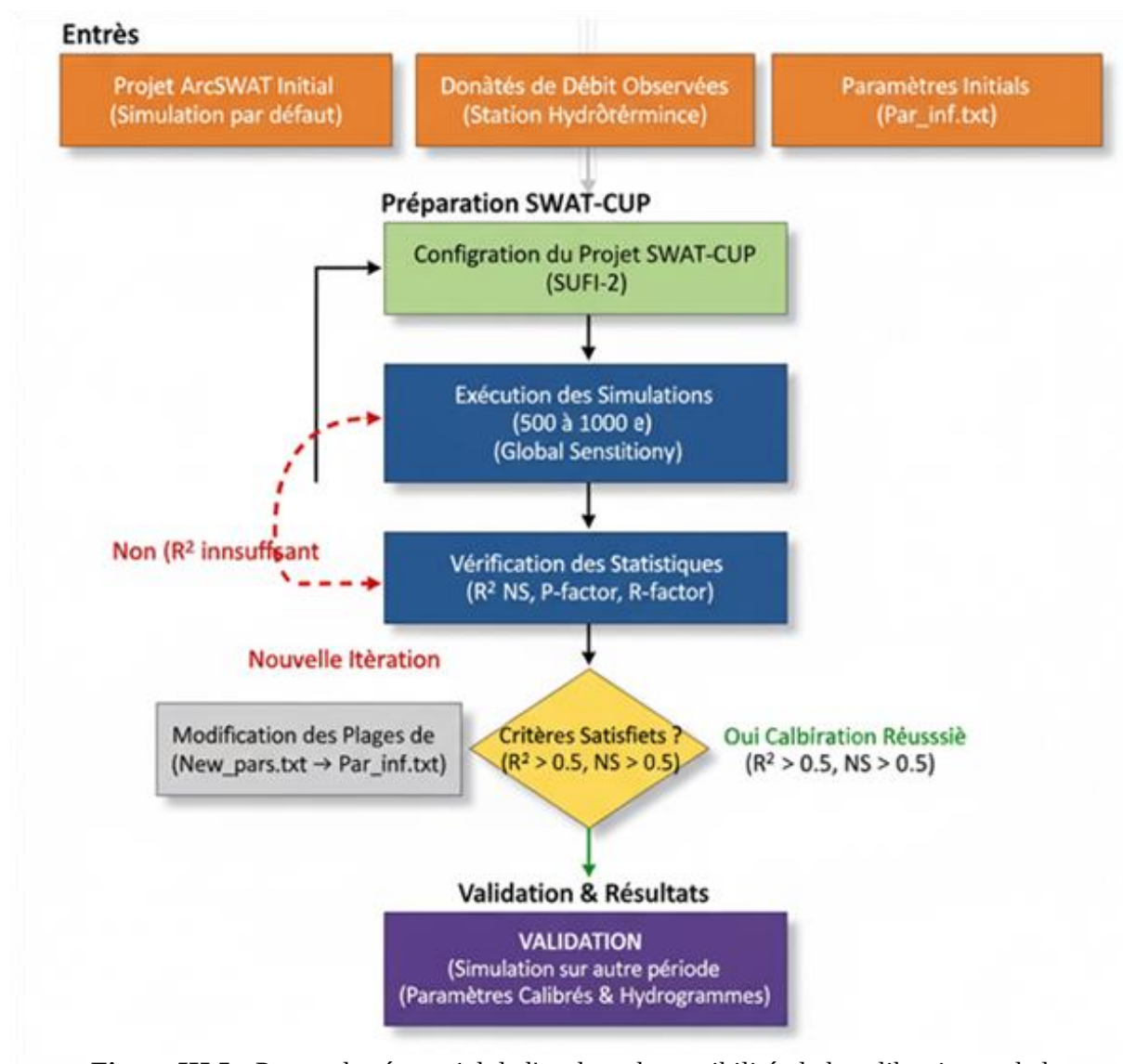


Figure III.5 : Protocole séquentiel de l'analyse de sensibilité, de la calibration et de la validation via le module SWAT-CUP (Algorithme SUFI-2).

La performance du calibrage est évaluée quantitativement à l'aide de fonctions objectif statistiques, qui mesurent la concordance entre les séries simulées et observées. Parmi les plus utilisées en hydrologie, on retrouve le coefficient de détermination (R^2), le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) ou encore la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE). L'objectif du calibrage est d'optimiser les paramètres du modèle pour améliorer ces indicateurs. Cependant, même si certains paramètres ont une signification physique et peuvent être mesurés sur le terrain, leur valeur mesurée à une échelle très locale (ex: échantillon de sol) n'est souvent pas directement transposable à l'échelle de calcul du modèle (ex: HRU ou sous-bassin) en raison des effets d'échelle (Bekele et Nicklow, 2007). Cette inadéquation, couplée à la rareté des données de débit, renforce la pertinence de l'approche par régionalisation, qui consiste à transférer des jeux de paramètres déjà optimisés et validés sur des bassins versants homogènes et bien documentés.

III.4. Analyses statistiques

III.4.1. Précipitations

La variabilité spatio-temporelle des champs pluviométriques résulte d'une interaction complexe entre dynamiques atmosphériques et caractéristiques de surface. À l'échelle globale, des déterminants tels que la continentalité (distance à la mer), la position géographique, ainsi que les paramètres thermodynamiques et aérologiques (pression, température, champs de vent) jouent un rôle prépondérant dans la distribution des précipitations (Grist et Nicholson, 2001 ; Liu et Shen, 2008 ; González et al., 2012).

À l'échelle fine du bassin versant, ce sont les forçages physiographiques qui modulent cette répartition. L'hypsométrie, l'exposition des versants et l'orientation des barrières montagneuses agissent comme des amplificateurs locaux via le mécanisme d'ascendance orographique, lui-même conditionné par la cinématique des vents (Sevruk et al., 1998 ; Daly, 2006). Toutefois, une nuance importante est apportée par Augustine (2010) concernant les zones arides et semi-arides à topographie peu accidentée. Dans ces contextes, l'influence orographique s'estompe au profit d'une variabilité pilotée essentiellement par la dynamique stochastique des cellules orageuses convectives. Enfin, à l'échelle régionale, des facteurs macroscopiques tels que l'albédo de surface, la nébulosité et la circulation atmosphérique générale demeurent des variables de contrôle incontournables (Türkeş, 1996).

La quantification précise des champs de précipitations demeure un défi métrologique majeur, inhérent à la forte variabilité spatio-temporelle du phénomène (Kidd, 2001 ; Kidd et Huffman, 2011). Face à cette complexité, l'observation hydrométéorologique s'articule autour de trois approches complémentaires :

- La mesure in situ (Réseaux conventionnels) : Bien que fournissant la donnée de référence la plus directe et précise à la surface terrestre, les pluviomètres ne génèrent qu'une information ponctuelle. Leur représentativité spatiale reste donc tributaire de la densité du réseau, souvent insuffisante pour capturer l'hétérogénéité des pluies à l'échelle du bassin (Sene, 2013).
- La radar-météorologie : Cette technologie permet de surmonter la limite ponctuelle en offrant une couverture spatiale continue à haute résolution. Toutefois, son déploiement reste contraint par des coûts d'exploitation élevés et une couverture géographique souvent limitée aux pays développés (Kidd et Huffman, 2011).
- La télédétection spatiale (Satellites) : Les systèmes d'observation satellitaire suscitent un intérêt croissant pour leur capacité à offrir une couverture globale (terres et océans). Néanmoins, ils présentent intrinsèquement des résolutions spatio-temporelles plus grossières que les méthodes au sol (New et al., 2001).

L'état de l'art actuel s'oriente désormais vers des approches hybrides, dites estimations multi-capteurs. Cette méthodologie vise à fusionner les sources d'information pour exploiter la synergie entre la précision des mesures in situ et la couverture spatiale des outils de télédétection (New et al., 2001 ; Sene, 2013).

L'analyse des régimes pluviométriques et de leur distribution spatio-temporelle fait l'objet d'une littérature scientifique abondante, stimulée par la nécessité d'évaluer les impacts hydrologiques du réchauffement global (Olsson et al., 2016). Cet effort de recherche se déploie selon une approche multi-scalaire rigoureuse. À l'échelle planétaire, les travaux fondateurs de Trenberth et al. (2007) ou McCabe et Wolock (2013) ont permis de caractériser les grandes tendances hydro-climatiques. À l'échelle régionale, des contributions majeures (Herrmann et al., 2015 ; Barthel et Banzhaf, 2016) ont affiné la compréhension des mécanismes de circulation atmosphérique.

Dans le contexte spécifique de l'Afrique du Nord, la variabilité des précipitations constitue une composante critique du bilan hydrique. Contrairement à d'autres régions du globe

observant des tendances humides, le Maghreb se singularise par une vulnérabilité accrue à l'aridification. Les travaux de référence sur l'Algérie (Meddi et al., 2010 ; Trambly et al., 2013) mettent en évidence une forte variabilité interannuelle, structurée par une rupture de stationnarité majeure à la fin des années 1970. Cette transition climatique se traduit par une baisse tendancielle des cumuls annuels, couplée à une modification de la structure des pluies : une réduction du nombre de jours pluvieux compensée par une intensification des événements extrêmes, exacerbant ainsi la sévérité des séquences de sécheresse.

Bien que des investigations aient été menées à l'échelle régionale (notamment au Maghreb), la majorité de ces analyses repose sur l'exploitation de données ponctuelles. Or, ces approches agrégées peinent souvent à restituer la complexité de la variabilité spatiale des précipitations, pourtant considérée comme une variable d'entrée déterminante pour la modélisation des autres processus hydro-climatiques. C'est précisément pour combler cette lacune méthodologique que cette étude vise à caractériser finement la dynamique spatio-temporelle des précipitations sur le bassin versant de l'Oued Isser. L'analyse se déploie sur une série chronologique de long terme, permettant d'objectiver les tendances évolutives des événements pluvieux. Enfin, la vulnérabilité du bassin face aux déficits hydriques est évaluée par l'application d'indicateurs standardisés, notamment l'Indice d'Aridité (IA) et l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI), offrant ainsi un diagnostic robuste des séquences de sécheresse sur la période d'étude.

III.4.1.1. Test de normalité des séries chronologiques

La vérification de la normalité des distributions constitue un préalable méthodologique absolu avant toute procédure d'inférence statistique. Ce diagnostic conditionne la validité de l'application des tests paramétriques, dont la robustesse repose intrinsèquement sur le postulat que l'échantillon est issu d'une population mère distribuée selon la loi de Gauss.

Dans un souci de rigueur, cette étude a adopté une approche de validation duale, croisant deux méthodes complémentaires :

- L'inspection visuelle (Qualitative) : À travers l'analyse graphique des diagrammes de probabilités (P-P plot) et des quantiles (Q-Q plot).
- La validation numérique (Quantitative) : Via l'application du test de Shapiro-Wilk, reconnu pour sa puissance statistique dans la détection des écarts à la normalité.

L'ensemble de ces traitements statistiques a été implémenté sous l'environnement logiciel XLSTAT (version 2019.2).

III.4.1.2. Analyse de tendance des précipitations

L'analyse des trajectoires évolutives de la pluviométrie sur la période d'étude a été conduite au moyen du test de Mann-Kendall (MK) (Mann, 1945 ; Kendall, 1975). Le choix de cette méthode non-paramétrique se justifie par sa robustesse intrinsèque : contrairement aux tests de régression linéaire classiques, le test MK ne requiert pas la normalité de la distribution des données et présente une faible sensibilité aux valeurs aberrantes (outliers), fréquentes dans les séries hydrologiques. Le principe du test repose sur l'analyse des rangs au sein de la série chronologique ordonnée. L'hypothèse nulle (H_0) postule l'absence de tendance (indépendance et distribution identique des données). La statistique du test, notée S , est calculée en sommant les signes des différences entre toutes les paires de valeurs successives. Une valeur positive de S indique une tendance à la hausse (trend croissant), tandis qu'une valeur négative signale une tendance à la baisse (trend décroissant). La somme de tous ces incréments et décréments donne la valeur finale de S , calculée par l'équation suivante :

$$S = \sum_{k=1}^{n-1} \sum_{j=k+1}^n \text{sign}(X_j - X_k) \quad (\text{II.3})$$

$$\text{sign}(X_j - X_k) = \begin{cases} +1 & \text{si } (X_j - X_k) > 0 \\ 0 & \text{si } (X_j - X_k) = 0 \\ -1 & \text{si } (X_j - X_k) < 0 \end{cases} \quad (\text{II.4})$$

où $X_1, X_2, \dots, X_i$ représentent n points de données, X_j la valeur au temps j , et n la taille de l'échantillon.

La significativité statistique de la tendance a été évaluée à l'aide du test statistique normalisé (score Z), qui est calculé par la formule suivante :

$$\begin{aligned} Z &= (S - 1) / \sqrt{\text{VAR}(S)}, \text{ si } S > 0 \\ Z &= 0, \text{ si } S = 0 \\ Z &= (S + 1) / \sqrt{\text{VAR}(S)}, \text{ si } S < 0 \end{aligned}$$

où VAR représente la variance de la population.

Par ailleurs, l'amplitude de la tendance a été calculée à l'aide de la méthode de Sen (Sen, 1968 ; Adarsh et Reddy, 2015). La méthode de Sen permet d'estimer la pente d'une tendance

linéaire et elle est largement utilisée pour déterminer l'amplitude des tendances dans les séries chronologiques hydro-météorologiques. Dans un premier temps, la pente de toutes les paires de données a été calculée comme suit (Sen, 1968 ; Adarsh et Reddy, 2015) :

$$m_i = (X_j - X_k) / (j - k) , \text{ pour } i = 1, 2, 3, \dots, N \quad (\text{II. 5})$$

où N représente le nombre de points de données dans la série chronologique, et X_j et X_k les valeurs aux instants j et k ($j > k$), respectivement.

Enfin, la médiane de ces N valeurs de pente, notée m_i , constitue l'estimateur de Sen. Celui-ci est calculé comme suit :

$$\begin{cases} m * \left(\frac{N + 1}{2} \right) & \text{si } N \text{ est impair} \\ \frac{1}{2} \left(m_{\frac{N}{2}} + m_{\frac{N+1}{2}} \right) & \text{si } N \text{ est pair} \end{cases} \quad (\text{II. 6})$$

Toutes ces procédures ont été réalisées à l'aide du complément Excel XLSTAT (ver-2022.1).

III.4.1.3. Variation spatiale des précipitations

La variation spatiale des précipitations dans le bassin versant a été estimée aux échelles des HRU (Unités de Réponse Hydrologique), des sous-bassins et du bassin versant dans son ensemble à l'aide de l'Outil d'Évaluation des Sols et de l'Eau (SWAT), comme décrit au Chapitre 3. L'ensemble des théories et des équations utilisées pour convertir les données de station en valeurs matricielles (raster) est présenté au Chapitre 2, Dans la présente section, les valeurs moyennes des variations mensuelles et annuelles des précipitations sur le long terme ont donc été représentées spatialement. Étant donné que le modèle SWAT ne génère des données de précipitations qu'à l'échelle des sous-bassins, les cartes de précipitations moyennes annuelles et mensuelles ont été obtenues par interpolation selon la méthode de pondération par l'inverse de la distance (IDW) via le logiciel ArcGIS 10.8, afin d'obtenir une meilleure estimation spatiale des précipitations à l'échelle du bassin.

III.4.1.4. Déficit de précipitation

La présence d'un déficit de précipitation dans le bassin versant a été évaluée à l'aide de deux indicateurs couramment utilisés. Il s'agit de l'Indice de Précipitation Standardisé et de l'Indice d'Aridité, décrits ci-après.

III.4.1.4.1. Indice d'Aridité

L'indice d'aridité (IA) est un indicateur proposé pour quantifier le degré de sécheresse d'un lieu donné (Tableau II.1). Il est communément défini comme le rapport entre les précipitations annuelles et l'évapotranspiration (UNESCO, 1979) :

$$IA = \frac{P}{PET} \quad (II. 7)$$

où P représente les précipitations annuelles (mm) et ETP l'évapotranspiration potentielle (mm).

Tableau III.1 : Classification climatique des zones arides selon l'Indice d'Aridité (IA) (Source : UNESCO, 1979).

N°	Classe d'aridité	Intervalles de valeurs
1	Hyper-aride	AI < 0,03
2	Aride	0,03 < AI < 0,20
3	Semi-aride	0,20 < AI < 0,50
4	Sub-humide	0,50 < AI < 0,75
5	Humide	AI > 0,75

III.4.2. Indice de Précipitation Standardisé (SPI)

L'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) a été développé pour surveiller l'occurrence des sécheresses à partir des données de précipitations (Tableau II.2). Cet indice quantifie les déficits pluviométriques et la sévérité de la sécheresse à différentes échelles de temps au sein du bassin versant, et il est calculé par l'équation suivante (McKee et al., 1993 ; Agnew, 2000):

$$SPI = (P_{ik} - P_i) / Std_i \quad (II. 8)$$

où P_{ik} représente la précipitation pour la i -ème station et la k -ème observation, P_i la précipitation moyenne pour la i -ème station, et Std_i l'écart-type pour la i -ème station.

Tableau III.2 : Échelle de classification de l'intensité de la sécheresse selon l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI) (Source : McKee et al., 1993 ; Komuscu, 1999).

N°	Valeur du SPI	Catégorie de sécheresse
1	0 à -0,99	Sécheresse faible
2	-1,0 à -1,49	Sécheresse modérée
3	-1,5 à -1,99	Sécheresse sévère
4	$\leq -2,0$	Sécheresse extrême

III.4.3. Indicateurs du déficit hydrique de la végétation

III.5. État de l'art et positionnement de la recherche :

L'applicabilité du modèle SWAT en Afrique du Nord ne relève plus de la simple expérimentation académique : elle est devenue un axe de recherche stratégique face à la vulnérabilité hydrique. Conçu initialement pour les plaines tempérées, le modèle a été mis à l'épreuve face à la rudesse du climat méditerranéen, caractérisé par une hydrologie pulsatoire où alternent sécheresses sévères et crues éclairs dévastatrices.

La littérature récente sur le Maghreb témoigne d'une montée en puissance des thématiques abordées. Si les premiers travaux au Maroc et en Tunisie se concentraient sur l'hydrologie de surface, les études actuelles mobilisent SWAT pour des problématiques complexes telles que l'érosion hydrique et l'envasement des barrages, enjeux vitaux pour la durabilité des infrastructures hydrauliques (Ouassar et al., 2009 ; Bouraoui et al., 2005).

C'est toutefois en Algérie que la dynamique de recherche est la plus soutenue ces dernières années. Les travaux pionniers sur les grands bassins de l'Ouest, notamment la Tafna et le Chélif (Meddi et al., 2009 ; Hallouz et al., 2018), ont démontré la robustesse du modèle à reproduire les écoulements malgré la rareté des données. Plus récemment, la recherche a franchi un cap qualitatif :

- Vers la qualité et les sédiments : Des études sur les bassins côtiers de l'Est (Khanchoul et al., 2020 ; Bouchelkia et al., 2019) ont poussé le modèle dans ses retranchements pour quantifier le transport solide, révélant la sensibilité critique des paramètres liés à la couverture des sols.

- Vers la prospective climatique : L'utilisation de SWAT couplée aux modèles climatiques régionaux (RCM) devient la norme pour anticiper la baisse des ressources à l'horizon 2050 (Zettam et al., 2017).

Cependant, une analyse critique de cet état de l'art révèle une lacune majeure qui justifie la présente étude. La majorité des travaux existants se focalisent sur la performance du modèle à l'exutoire (le débit), négligeant souvent la dynamique interne du bassin. Or, dans un contexte de pénurie structurelle comme celui de l'Oued Isser, il ne suffit plus de savoir combien d'eau sort, mais il est impératif de comprendre où et comment l'eau est stockée ou perdue (évapotranspiration vs recharge) à l'échelle spatiale fine. C'est cette nécessité de passer d'une modélisation globale à une compréhension spatialisée et processuelle des ressources stratégiques qui constitue le moteur et l'originalité de cette thèse.

III.6. Conclusion

En conclusion, ce chapitre a posé les fondements théoriques et conceptuels indispensables à l'analyse du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant. La revue de la littérature a d'abord mis en évidence le rôle central de chaque composante du cycle hydrologique – précipitations, évapotranspiration, ruissellement et recharge – tout en soulignant la complexité inhérente à leur quantification, ce qui justifie le recours à des approches de modélisation hydrologique intégrée. L'analyse a ensuite confirmé que la rareté de l'eau est un enjeu structurel majeur en Algérie du Nord, où le contexte de stress hydrique est exacerbé par une forte variabilité climatique et des pressions anthropiques croissantes, rendant la gestion des ressources particulièrement délicate. C'est précisément dans ce cadre exigeant que le modèle SWAT a été présenté comme un outil pertinent et robuste, capable de simuler l'ensemble de ces processus complexes et leurs interactions. Le chapitre suivant s'attachera donc à détailler la méthodologie rigoureuse qui a été mise en œuvre pour appliquer et valider cet outil au cas spécifique du bassin versant de l'Oued Isser.

La complexité inhérente du cycle hydrologique, gouverné par l'interaction de multiples facteurs climatiques, pédologiques et topographiques, rend le recours à la modélisation indispensable pour l'évaluation des ressources en eau douce. C'est dans ce contexte que le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) démontre toute sa pertinence. En tant que modèle semi-distribué, il permet de prendre en compte l'hétérogénéité spatiale du bassin versant, une caractéristique essentielle pour une analyse fine des processus. Par ailleurs, son

fonctionnement en continu est crucial pour simuler les impacts à long terme des forçages climatiques et anthropiques. Il constitue ainsi un outil puissant pour analyser la réponse hydrologique complexe d'un bassin versant à différentes échelles.

L'application du modèle SWAT, de par sa nature semi-distribuée, est exigeante en termes de données d'entrée. Sa mise en œuvre requiert en effet un ensemble de données spatialisées décrivant la topographie (MNT), les sols et l'occupation des sols, ainsi que des séries chronologiques météorologiques complètes. Au-delà de ces données d'entrée, la phase cruciale de calibrage et de validation du modèle nécessite impérativement des séries de mesure à l'exutoire, principalement des données de débit, mais aussi potentiellement de transport de sédiments ou de charges chimiques. Or, c'est précisément la qualité et la continuité des données de débit qui constituent le principal défi sur l'Oued Isser. Bien que le bassin soit instrumenté, les séries temporelles présentent des lacunes et peinent parfois à capturer la totalité des crues extrêmes (situation de data scarcity). Face à cette contrainte, il est impératif d'adopter une stratégie de modélisation rigoureuse. L'utilisation d'algorithmes d'analyse d'incertitude (comme SUFI-2) devient alors indispensable pour valoriser l'information existante tout en quantifiant la fiabilité des simulations hydrologiques.

Chapitre III

MATERIELS ET METHODES

IV.1. Introduction

La modélisation hydrologique en contexte méditerranéen ne peut se satisfaire d'une approche générique. Elle exige une compréhension fine du terrain. Ce chapitre détaille l'architecture technique de la recherche, articulée autour de la caractérisation physique du bassin de l'Oued Isser, la constitution d'une base de données hydro-climatique robuste malgré les discontinuités historiques, et la mise en œuvre du modèle SWAT. L'objectif est de transformer des données brutes hétérogènes en une structure numérique cohérente capable de reproduire la réalité hydrologique complexe de la région.

L'objectif de ce chapitre est donc de construire une représentation numérique fiable et robuste du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Oued Isser. Il s'agira de mettre en œuvre rigoureusement cette démarche de calibrage et de validation, en quantifiant les performances et les incertitudes associées au modèle. Ce modèle, une fois validé, constituera la fondation scientifique sur laquelle reposeront toutes les analyses ultérieures du bilan hydrique et de la dynamique de l'eau dans le bassin.

IV.2. Caractérisation physique et enjeux du bassin versant de l'Oued Isser

Le choix du bassin versant de l'Oued Isser comme zone d'application ne relève pas du hasard. Il représente un laboratoire naturel idéal pour l'étude des contraintes hydriques et érosives typiques du Tell algérien.

IV.2.1. Situation géographique et contexte administratif

Le présent chapitre définit le cadre géographique et les jeux de données mobilisés pour cette recherche, qui se concentre sur le bassin versant de l'Oued Isser. Le socle méthodologique de cette étude repose sur l'analyse conjointe des deux composantes clés du cycle hydrologique à l'échelle du bassin : les précipitations, qui constituent le signal d'entrée du système, et les débits liquides, qui représentent sa réponse intégrée à l'exutoire. Les séries chronologiques de ces deux variables, issues des réseaux de mesure nationaux, sont indispensables aux différentes étapes de la modélisation, notamment pour le forçage climatique du modèle ainsi que pour son calibrage et sa validation. Les caractéristiques physio-géographiques du bassin,

qui modulent la transformation de la pluie en débit, seront également détaillées dans les sections suivantes.

IV.2.1.1. Localisation et contexte général

Le bassin versant de l'Oued Isser constitue un hydrosystème d'importance stratégique pour le nord de l'Algérie. Situé au cœur du Tell algérien, il joue un rôle vital dans l'approvisionnement en eau de la région la plus densément peuplée du pays, incluant une partie de l'agglomération d'Alger. Il abrite en effet des infrastructures hydrauliques majeures, notamment les barrages de Keddara et de Beni Amrane, qui sont des maillons essentiels de la sécurité hydrique de la capitale (Remini & Kofo, 2021). Le bassin est également le siège d'une activité agricole intensive et d'une urbanisation croissante, ce qui engendre une forte pression sur la ressource en eau et en fait un cas d'étude particulièrement pertinent pour les problématiques de gestion durable.

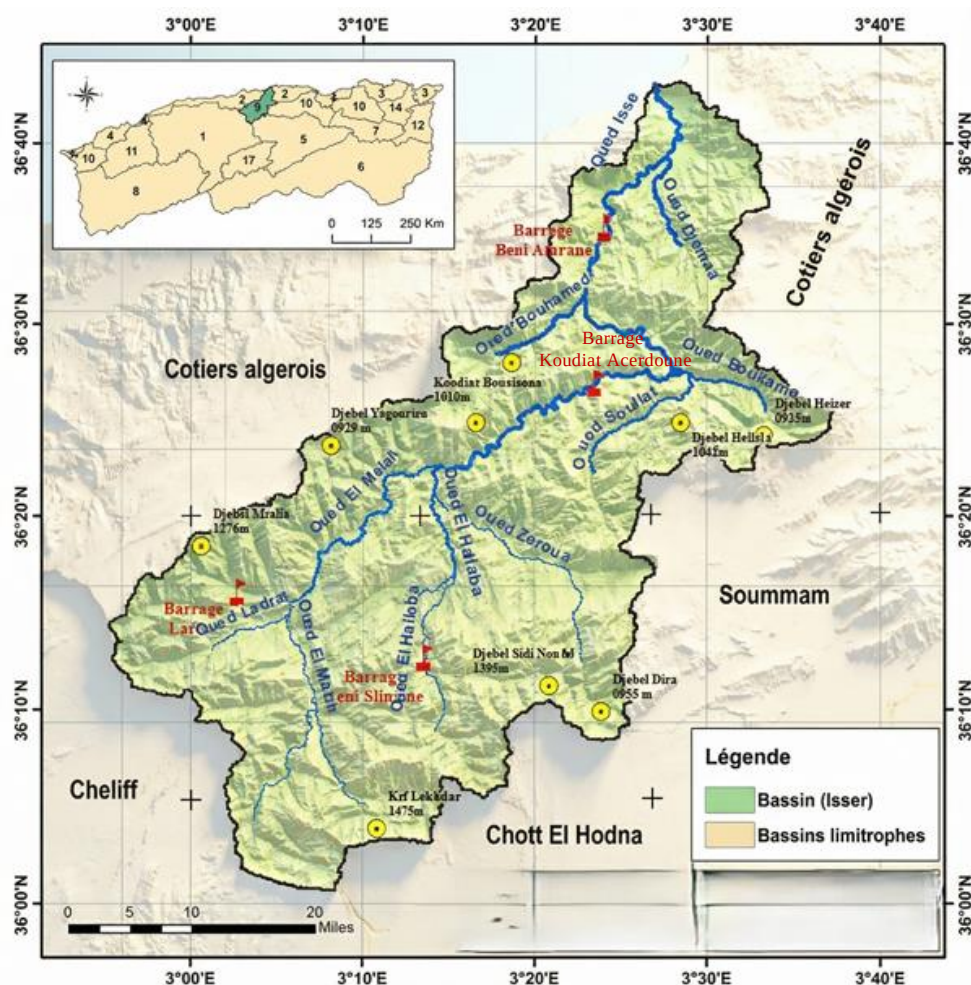


Figure IV.1 : Localisation géographique, limites administratives et hydrographiques du bassin versant de l'Oued Isser (Algérie du Nord).

D'une superficie totale de 4 149 km², le bassin versant de l'Oued Isser est localisé dans la partie centre-nord du pays, entre les longitudes 02°24'25" et 04°06'05" Est, et les latitudes 35°53'50" et 36°54'50" Nord (Figure III.1).

Il est délimité par des frontières hydrographiques nettes :

- Au Nord : par la Mer Méditerranée et le bassin côtier algérois.
- Au Sud : par le bassin de l'Oued Cheliff et le bassin endoréique du Chott El Hodna.
- À l'Est : par le grand bassin de la Soummam.
- À l'Ouest : par la continuité du bassin du Cheliff et les bassins côtiers algérois.

Sur le plan administratif, son territoire s'étend sur quatre wilayas : il prend sa source dans les wilayas de Médéa et Bouira, traverse la wilaya de Boumerdes avant de trouver son exutoire en mer Méditerranée. Sa frange nord-est draine également une petite partie de la wilaya de Tizi Ouzou.

Dans le découpage hydrographique national géré par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), il est identifié par le code 09. Il est bordé par d'autres grands bassins versants : celui de la Soummam à l'est, les hauts-bassins de l'Oued Cheliff et l'ensemble endoréique du Chott el Hodna au sud, et à nouveau le bassin de l'Oued Cheliff à l'ouest.

Le réseau hydrographique de l'Oued Isser prend naissance sur les reliefs de l'Atlas tellien. Il est principalement formé par la confluence de deux affluents majeurs : l'Oued Malah et l'Oued Djemâa (ce dernier étant aussi connu sous le nom d'Oued Zeroua dans sa partie amont). Leur jonction, en amont de la ville de Lakhdaria, forme le cours principal de l'Oued Isser. Celui-ci s'écoule ensuite vers le nord à travers une plaine alluviale avant de se jeter dans la mer Méditerranée à l'est de la ville de Djinet.

IV.2.2. Caractéristiques Morphologiques et Topographiques

La morphologie du bassin versant de l'Oued Isser est directement héritée de la structure géologique complexe du Tell algérien. Elle se caractérise par une succession de grands ensembles montagneux et de dépressions, qui définissent trois unités physiographiques distinctes de l'amont vers l'aval : le Haut, le Moyen et le Bas-Isser.

La partie amont du bassin, correspondant au Haut et au Moyen-Isser, est encaissée au cœur de l'Atlas tellien. Ce vaste domaine montagneux est structuré par deux grands alignements de direction sud-ouest / nord-est (Figure III.2) :

- Au sud, les reliefs les plus élevés du bassin appartiennent aux monts des Bibans, avec des sommets qui culminent, comme au Djebel Dira (1 810 m). C'est sur ces versants bien arrosés que le réseau hydrographique prend sa source.

Au nord, les massifs sont moins élevés mais très marqués, comme le Djebel Bou Zegza, qui sépare le bassin de la plaine de la Mitidja.

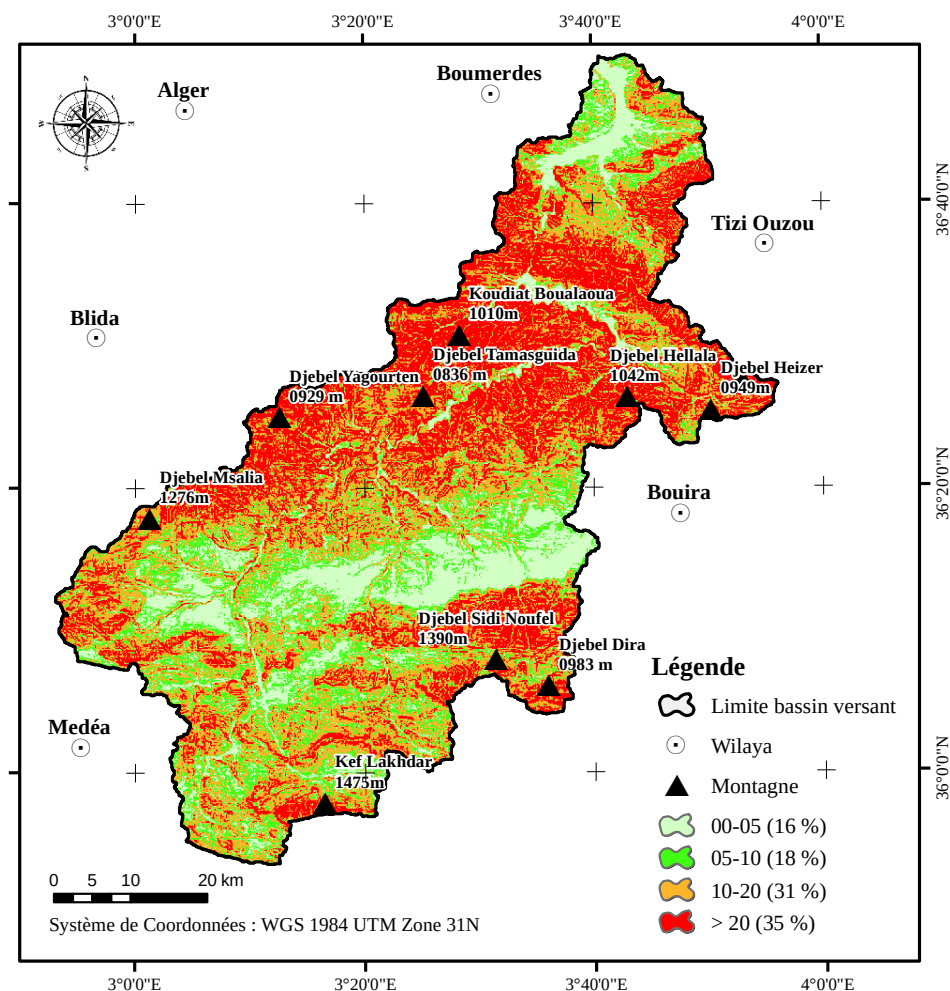


Figure IV.2 : Carte hypsométrique et répartition spatiale des classes de pentes dérivées du MNT (Source : Données SRTM 30m).

Entre ces deux lignes de crête, le cours de l'Oued Isser et de ses affluents traverse des zones de relief plus modéré, notamment la plaine intramontagnarde des Aribes, située à une altitude moyenne de 550 m. Cette configuration crée un compartimentage du relief qui influence fortement les régimes de précipitations et les temps de réponse hydrologique.

Après avoir franchi les gorges de Palestro (Lakhdaria), l'Oued Isser pénètre dans sa partie aval, le Bas-Isser. Cette unité correspond à une plaine alluviale côtière, située à environ 60 km à l'est d'Alger. Loin d'être une vaste plaine ouverte, elle est enserrée par les contreforts de la Dorsale kabyle, un ensemble de massifs littoraux qui l'isolent des bassins voisins. On y distingue notamment :

- Le massif du Cap Djinnet au nord-est.
- Les massifs de Raïcha et Chender à l'est.
- Le massif de Thénia à l'ouest.

Cette plaine, fertile et densément peuplée, constitue l'exutoire final du bassin versant, où les dynamiques hydrologiques sont influencées à la fois par les crues venant de l'amont et par la proximité de la mer Méditerranée.

IV.2.3. Réseau hydrographique et Régime d'écoulement

Le fonctionnement hydrologique de l'Oued Isser et de ses affluents est directement dicté par le régime climatique méditerranéen. Il s'agit d'un régime de type pluvial, où les cours d'eau sont exclusivement alimentés par les précipitations. Ce régime est marqué par un très fort contraste saisonnier, typique des oueds de la région :

- Durant les saisons humides (principalement l'hiver et le printemps), les averses intenses provoquent des crues brutales et rapides. Le réseau hydrographique s'active pleinement et peut transporter des débits considérables.
- Durant la longue saison sèche estivale, les précipitations cessent et l'évaporation est maximale. Les débits diminuent alors drastiquement, et la plupart des affluents se transforment en un mince filet d'eau, voire s'assèchent complètement. Cette période de très basses eaux est appelée l'étiage.

Comme l'illustre la Figure III.3, le bassin de l'Oued Isser est drainé par un réseau hydrographique dense et bien hiérarchisé, de type dendritique. Les principaux affluents de la partie amont, notamment l'Oued Malah et l'Oued Djemâa, collectent les eaux des reliefs élevés avant de converger pour former le cours principal de l'Isser.

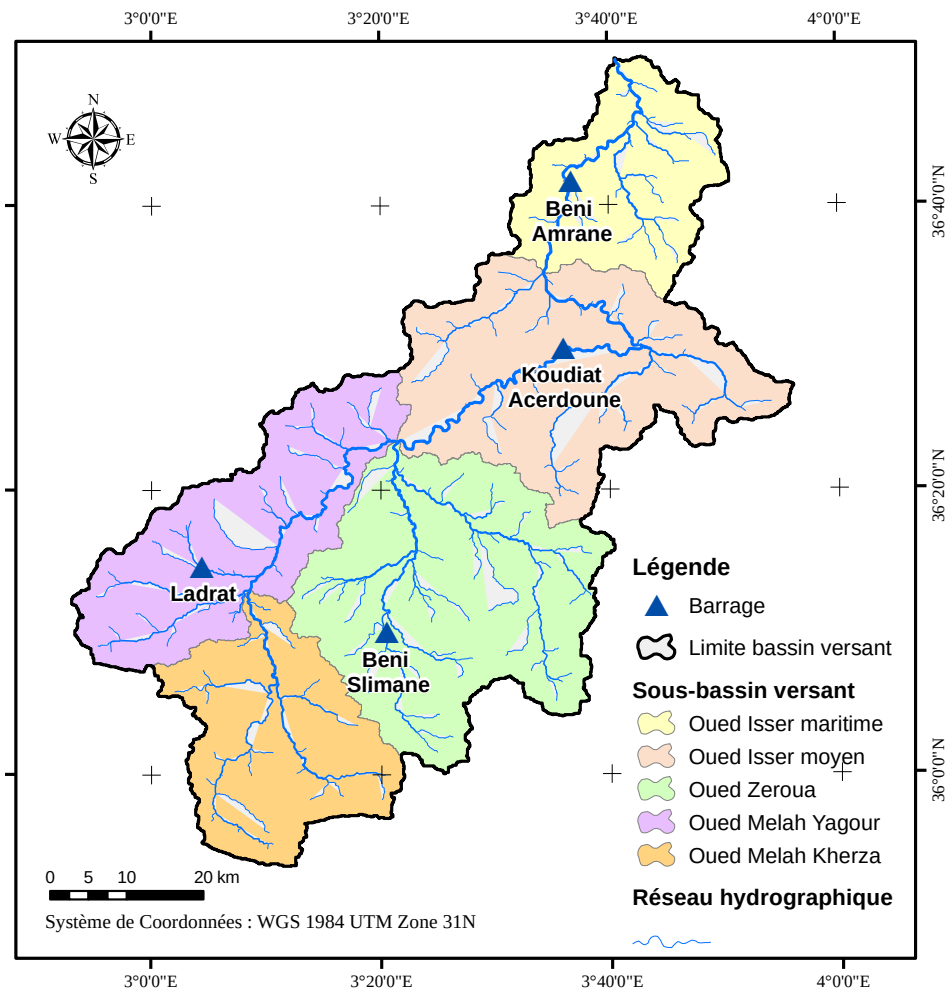


Figure IV.3 : Hiérarchisation du réseau hydrographique et segmentation du bassin en sous-bassins versants par le modèle SWAT.

Cette forte densité de drainage, combinée aux fortes pentes des versants montagneux, a une conséquence hydrologique majeure : elle confère au bassin un potentiel érosif très élevé. Lors des crues, le ruissellement intense arrache et transporte des quantités importantes de particules de sol. Le réseau hydrographique agit alors comme un système de collecte et de transport très efficace pour les sédiments, expliquant l'importance du phénomène de transport solide dans le bassin.

L'analyse du profil en long du cours d'eau principal révèle une caractéristique morphologique déterminante : une nette rupture de pente entre l'amont et l'aval. En amont de la région de Lakhdaria, dans le secteur montagneux, la pente moyenne de l'oued est forte (environ 4 m/km). Cette pente confère au cours d'eau une énergie hydraulique élevée, une vitesse d'écoulement rapide et donc une forte capacité de transport sédimentaire. Et en aval du barrage de Beni-Amrane, lorsque l'oued pénètre dans la plaine littorale, la pente s'adoucit considérablement (environ 1 m/km). Cette diminution de l'énergie hydraulique provoque un ralentissement des écoulements et favorise la sédimentation et le dépôt des matières en suspension transportées depuis l'amont. Cette double dynamique (production de sédiments en amont, dépôt en aval) est un processus clé du fonctionnement de l'hydrosystème de l'Oued Isser.

IV.2.4. Occupation du sol et Couvert végétal

L'occupation du sol du bassin versant de l'Oued Isser (Figure III.4) révèle un paysage fortement anthropisé, où les terres agricoles dominent très largement. Cette matrice agricole est complétée par des formations végétales naturelles (forêts, maquis) dont la répartition et l'état de conservation sont directement contraints par la topographie et la pression des activités humaines. Cette organisation de l'espace a des conséquences hydrologiques et sédimentaires de premier ordre, notamment en ce qui concerne la vulnérabilité des sols à l'érosion. L'analyse de la carte d'occupation du sol met en évidence une organisation spatiale étagée, qui suit la morphologie du bassin :

- Le Haut-Isser (partie sud) : Cette zone de montagne, correspondant aux hauts bassins, présente un paysage agropastoral typique. Les fonds de vallées et les pentes modérées sont occupés par des cultures céréalières et maraîchères. Cependant, les versants les plus abrupts, souvent sur des substrats marneux fragiles, sont largement dénudés ou recouverts de formations végétales très dégradées). Les quelques îlots forestiers restants sont principalement constitués de peuplements de pin d'Alep et de chêne vert.
- Le Moyen-Isser (partie centrale) : Il s'agit du cœur agricole du bassin. Les plaines alluviales fertiles le long du cours principal de l'Oued Isser sont le siège d'une agriculture plus intensive, mêlant cultures maraîchères et arboriculture fruitière. Le couvert forestier y est quasi-absent, à l'exception de quelques massifs résiduels et souvent dégradés.

- Le Bas-Isser (partie nord) : Cette zone littorale présente une mosaïque complexe. Les collines et les piémonts sont dominés par les cultures annuelles (céréaliculture) et l'oléiculture (oliveraies). Les massifs montagneux côtiers, plus humides, abritent les forêts les mieux conservées du bassin, jouant un rôle protecteur essentiel.

La combinaison de plusieurs facteurs fait du bassin de l'Oued Isser un système hydro-sédimentaire très réactif et vulnérable à l'érosion hydrique :

- Un facteur lithologique : La présence de roches tendres et facilement érodables (marnes, argiles) sur une grande partie du bassin.
- Un facteur climatique : L'agressivité du climat méditerranéen, avec des pluies d'hiver et de printemps souvent intenses et donc très érosives.
- Un facteur topographique : Des reliefs accentués et des pentes fortes, qui accélèrent le ruissellement.
- Un facteur anthropique : C'est le facteur aggravant. Le faible taux de couverture végétale sur les versants, la dégradation du couvert forestier (déboisement, surpâturage) et certaines pratiques agricoles peu conservatrices laissent le sol sans protection face à l'impact des gouttes de pluie et à la force du ruissellement.

La spatialisation de l'occupation des sols met en évidence une anthropisation marquée du territoire. La matrice paysagère est dominée par l'agriculture (céréaliculture et arboriculture), qui occupe les zones de piémonts et les plaines, exposant ces sols travaillés à l'érosion hydrique lors des orages automnaux. Le couvert forestier et les maquis, essentiels pour l'interception des pluies et la stabilisation des versants, sont repoussés sur les reliefs les plus accidentés du Nord et de l'Ouest. Cette fragmentation du couvert végétal réduit la rugosité hydraulique globale du bassin, accélérant ainsi les vitesses de ruissellement de surface vers l'exutoire.

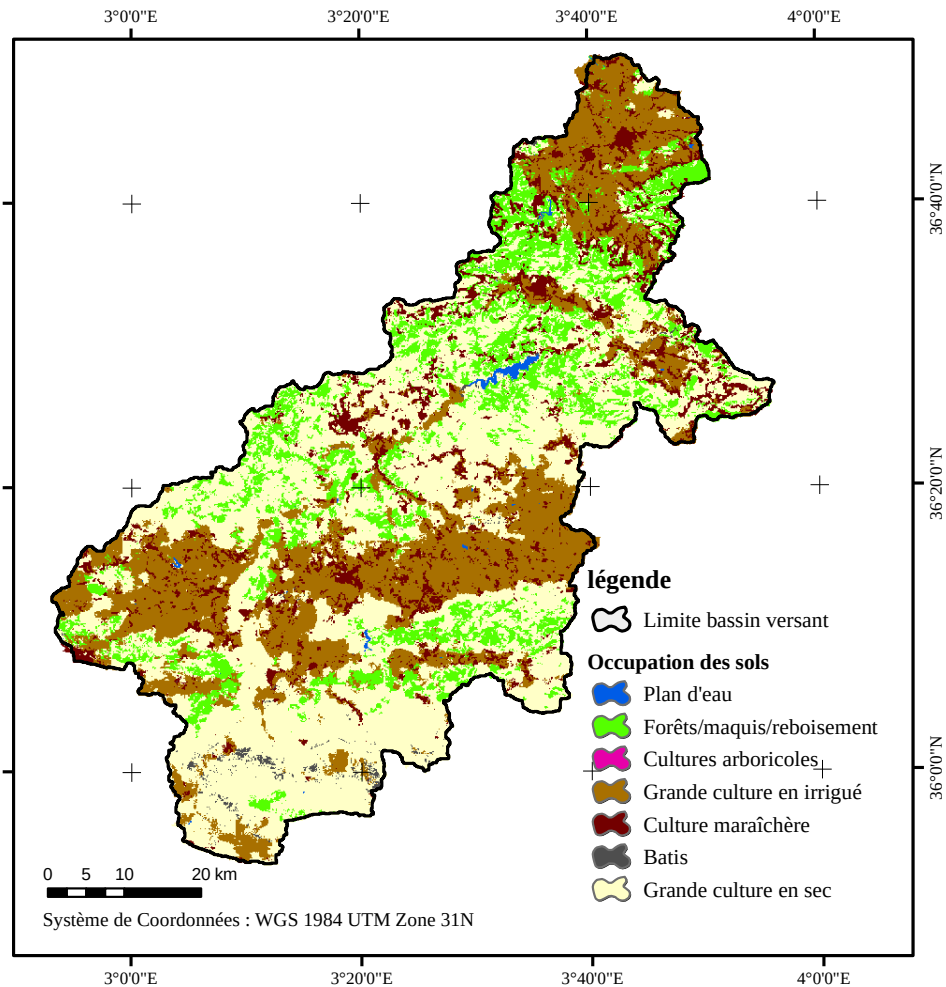


Figure IV.4 : Cartographie de l'occupation du sol (Land Use / Land Cover) du bassin versant pour la modélisation (Source : Image Landsat 8, Millésime 2018).

Dans ces conditions, les pluies intenses se traduisent par une réponse hydrologique rapide (crues éclairs) et par un transport solide très important, qui constitue une problématique majeure pour la gestion des sols et des infrastructures hydrauliques (envasement des barrages).

IV.2.5. Contexte Géologique et Lithologique

La configuration lithologique du bassin versant de l'Oued Isser ne constitue pas seulement un cadre passif ; elle est le moteur principal de la dynamique sédimentaire du bassin. L'analyse croisée de la carte géologique (Figure III.5) et des indices morphométriques révèle une dominance écrasante de formations tendres, rendant le système intrinsèquement instable. En effet, la prépondérance des marnes et des argiles sur les versants pentus explique les fortes densités de drainage observées aux nœuds stratégiques du réseau (Pont de La Traille, Lakhdaria), confirmant une vulnérabilité critique aux crues et à l'érosion hydrique.

La carte géologique constitue la clé de lecture fondamentale du comportement hydrogéologique du bassin. Elle révèle une dichotomie nette : la prédominance des marnes miocènes et des formations argileuses dans la partie centrale et méridionale agit comme un verrou hydraulique, limitant l'infiltration profonde et favorisant le ruissellement (Zone de production). En contraste, les affleurements calcaires et les formations alluvionnaires du Quaternaire, localisés au Nord, constituent les seules fenêtres d'infiltration significatives, permettant la recharge des aquifères qui soutiennent le débit de base en période d'étiage.

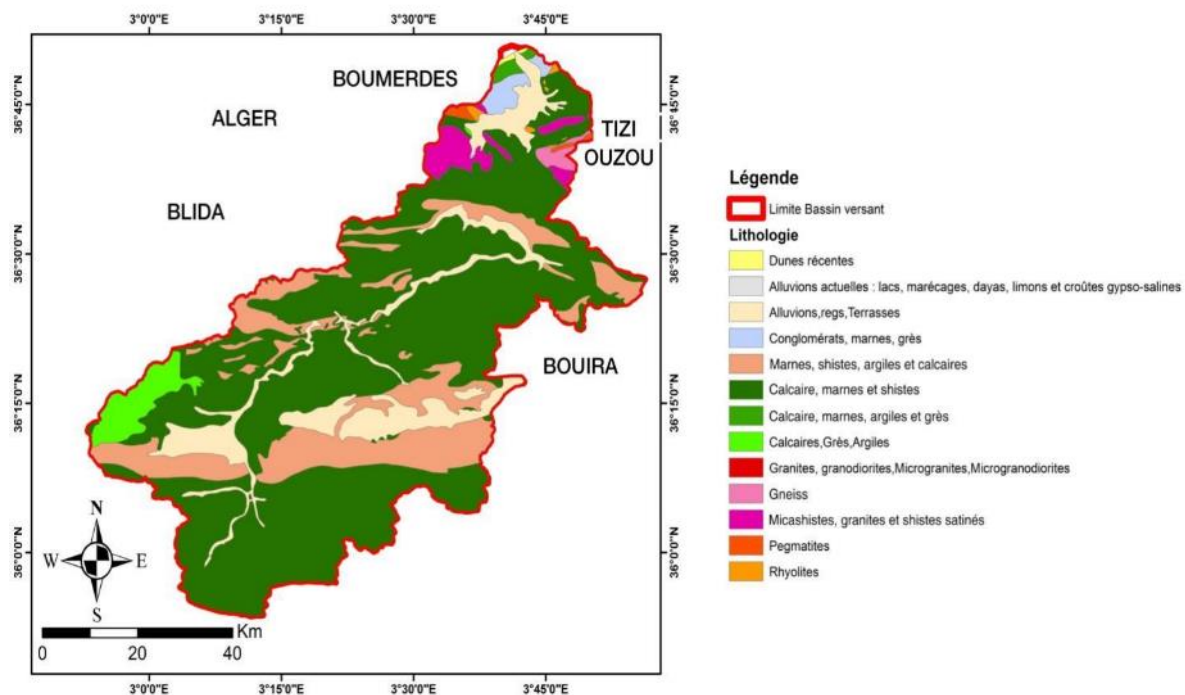


Figure IV.5 : Contexte géologique et lithologique et répartition des formations géologiques du bassin versant (Source : Carte Géologique de l'Algérie, 1/50 000).

Cependant, cette vulnérabilité n'est pas uniforme. Une dissymétrie lithologique majeure s'observe le long du profil longitudinal de l'oued, définissant trois compartiments au comportement hydromécanique distinct :

1. Le Haut Isser

Le secteur amont (Sud) agit comme la principale usine à sédiments du bassin. Il est façonné dans des formations marneuses et marno-calcaires du Crétacé, souvent surmontées d'argiles rouges.

- **Spécificité Hydro-chimique** : La présence singulière d'inclusions salines dans les argiles et sables rouges constitue la signature géochimique responsable de la salinité élevée des eaux de l'Oued Mellah.
- **Mécanique de l'érosion** : Ces sols présentent un comportement physique redoutable. En été, le phénomène de retrait-gonflement des argiles provoque une fissuration intense et un craquèlement de surface (dessiccation). Ce processus prépare mécaniquement le sol, formant un stock de particules fines et de gravillons qui sont brutalement lessivés dès les premières averses orageuses d'automne, générant des pics de turbidité immédiats.

2. Le Moyen Isser

La partie centrale conserve cette fragilité structurelle. Le substrat y est dominé par des faciès meubles : formations schisto-argileuses et marnes grises, parfois intercalées de bancs de grès ou de conglomérats. Bien que quelques traces de Trias (marin ou lagunaire) soient notées, c'est l'omniprésence des alluvions quaternaires et des matériaux friables qui dicte la réponse hydrologique, favorisant le sapement des berges et l'instabilité des versants.

3. Le Bas Isser

Contrastant nettement avec l'amont, la zone aval (Nord) présente un squelette géologique plus rigide. Si les formations sédimentaires (marnes, grès) et les alluvions de fond de vallée persistent, l'apparition du socle cristallin modifie la donne. L'affleurement de roches métamorphiques et magmatiques résistantes (Schistes cristallins, Gneiss, Granites et Granodiorites) confère aux reliefs du nord une résistance mécanique supérieure. Cette hétérogénéité implique que, contrairement au Haut Isser, l'érosion dans le Bas Isser est davantage contrôlée par la topographie locale que par la désagrégation du matériau lui-même.

IV.2.6. La Demande Évaporative (ETP)

L'Évapotranspiration Potentielle (ETP), variable clé pour le bilan hydrique dans SWAT, présente une forte variabilité spatiale. Les données spatialisées par l'ANRH (2002) montrent un gradient Sud-Nord : les stations amont (Beni Slimane, Mezahim) subissent une demande évaporative plus intense en été que les zones aval, exacerbant le déficit hydrique des sols agricoles.

Tableau IV.1 : Variabilité spatio-temporelle de la demande évaporative (ETP mensuelle) sur le réseau de stations du bassin (Données : ANRH).

Mois	Mezahim (90101)	Beni Slimane (90205)	Dechmia (90309)	La Traille (90408)	Lakhdaria (90501)
Septembre	153.91	155.29	149.25	153.49	151.69
Octobre	100.38	101.87	90.95	101.34	100.91
Novembre	54.48	55.65	46.75	56.50	57.88
Décembre	37.21	37.52	30.00	40.07	42.19
Janvier	40.28	40.70	32.01	42.82	46.00
Février	47.91	48.87	42.93	51.09	53.11
Mars	92.22	90.84	81.62	94.87	99.32
Avril	131.55	130.59	121.48	130.17	132.82
Mai	175.22	176.38	164.30	172.78	169.49
Juin	214.12	218.36	204.26	210.30	200.45
Juillet	239.98	238.92	238.39	234.79	216.24
Août	214.01	211.89	212.42	211.05	209.14
Total Annuel	1501	1507	1414	1499	1479

L'analyse détaillée de ce tableau met en exergue le caractère saisonnier extrême de la demande climatique. On constate que durant les mois d'été (juillet-août), l'ETP mensuelle dépasse systématiquement les 200 mm sur l'ensemble des stations, soit des valeurs bien supérieures aux précipitations moyennes, créant un déficit hydrique structurel. De plus, la variabilité spatiale est notable : la station de Beni Slimane, située dans une zone intérieure, enregistre des cumuls annuels (1507 mm) supérieurs à ceux de la zone côtière ou de l'exutoire (1479 mm à Lakhdaria), confirmant l'influence de la continentalité sur le pouvoir évaporant de l'air.

IV.2.7. Phénomènes Climatiques Extrêmes (Gel et Sirocco)

La modélisation des processus biologiques (croissance végétale) et physiques (fonte des neiges, sublimation) nécessite la prise en compte des jours de stress.

1. Le Gel

Le risque de gelée blanche est concentré sur la période hivernale (décembre-mars) et affecte principalement les zones d'altitude (> 450m). Ce paramètre conditionne la dormance des cultures d'hiver dans le modèle.

Tableau IV.2 : Caractérisation du risque de gel : Fréquence mensuelle moyenne des jours de gelée sur les stations d'altitude (Source : ANRH).

Station	Alt. (m)	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Total Annuel
Tablat	450	2	6	7	3	3	1	0	22 jours
Bir Ghbalou	624	3	13	14	8	5	4	1	45 jours

2. Le Sirocco

Les vents chauds et desséchants de secteur Sud (Sirocco) constituent un forçage atmosphérique majeur. Avec une moyenne de 18 à 25 jours par an, principalement en été, ces épisodes provoquent des pics d'évapotranspiration instantanée que le modèle SWAT doit simuler pour reproduire l'épuisement rapide des réserves en eau du sol (SW) en fin de saison agricole.

Tableau IV.3 : Caractérisation des événements extrêmes : Répartition saisonnière moyenne des jours de Sirocco (Source : ANRH).

Station	Hiver (D-J-F)	Printemps (M-A-M)	Été (J-J-A)	Automne (S-O-N)	Total
Beni Slimane	0 j	8 j	19 j	3 j	30 j
Bir Ghbalou	0 j	6 j	12 j	5 j	23 j

La prise en compte de ces jours de Sirocco est capitale pour la modélisation sous SWAT. Comme le montre le tableau, la station de Beni Slimane subit jusqu'à 19 jours de Sirocco en été contre 12 pour Bir Ghbalou. Ces événements agissent comme des chocs thermiques qui forcent les stomates des plantes à se fermer ou, au contraire, accélèrent brutalement l'évaporation du sol nu. Si le modèle ne calait pas spécifiquement ces pics de chaleur via les données climatiques journalières, il sous-estimerait gravement les pertes en eau estivales et surestimerait par conséquent les réserves du sol disponibles à l'automne.

IV.2.8. Synthèse des caractéristiques physiographiques

La caractérisation détaillée menée dans les sections précédentes permet de dresser le profil d'identité hydrologique du bassin versant de l'Oued Isser. Le Tableau III.4 ci-dessous résume les paramètres morphométriques et environnementaux clés qui contraignent la modélisation.

Tableau IV.4 : Fiche d'identité morphométrique et hydro-climatique du bassin versant de l'Oued Isser.

Descripteur	Caractéristique / Valeur
Situation & Dimension	Superficie : 4149 km ² Périmètre : 434 km Indice de compacité (Kc) : 1.88 (Forme allongée)
Altimétrie	Plage d'altitude : 00 m (embouchure) – 1810 m (Djebel Dira) Altitude moyenne : 750 m Altitude médiane (H₅₀) : ≈ 700 m
Climat	Type : Méditerranéen à influence continentale Zonalité : Sub-humide au Nord (Tell)→Semi-aride au Sud (Hautes Plaines)
Précipitations	Moyenne interannuelle : 604 mm (sur la période 1974-2018) Gradient spatial : De > 760 mm (Nord, zones montagneuses) à < 300 mm (Sud)
Températures	Moyenne annuelle : Oscille entre 15 °C et 20 °C selon l'altitude Régime : Hivers doux et étés chauds et secs
Relief & Pentes	Pentes faibles (< 10%) : 35.2 % (Plaines alluviales et plateaux) Pentes modérées (10 - 20%) : 34.7 % Pentes fortes (> 20%) : 30.1 % (Zones montagneuses, Atlas Blidéen)
Géologie & Lithologie	Formations dominantes : Roches tendres imperméables (Marnes, Argiles, Schistes) Caractéristique : Forte sensibilité à l'érosion hydrique et au glissement
Occupation du sol	Agriculture : Dominante (Céréaliculture dans les Hautes Plaines, Arboriculture) Forêts et maquis : ≈ 20 % de la surface totale (surtout en zone Nord) Zones urbaines : En expansion le long des axes fluviaux
Hydrographie	Régime : Pluvial, irrégulier avec crues de type flash-floods Exutoire principal : Station de Lakhdaria (contrôle 87% du bassin)

IV.3. Caractérisation Climatique et Forçages Atmosphériques

Pour caractériser les gradients thermodynamiques qui pilotent le cycle hydrologique sur le bassin de l'Isser, nous avons mobilisé les données climatiques de référence issues des archives de l'ANRH et de l'ONM. Cette analyse s'appuie sur un réseau de stations représentatives des différents faciès du bassin (Plaine, Piémont, Montagne).

IV.3.1. Régime Thermique

La station de Baghlia, située à proximité de la plaine du Bas-Isser, a été retenue comme indicateur pivot pour la dynamique thermique. La série chronologique analysée (1988-2018) révèle un régime méditerranéen contrasté, caractérisé par une amplitude thermique annuelle marquée.

Tableau IV.5 : Régime thermique mensuel (Min, Moy, Max) à la station de référence de Baghlia sur la période 1988-2018.

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc	Moy. An.
T_{Min} (°C)	7.6	7.9	9.3	10.9	13.7	17.3	20.2	20.6	18.5	15.4	11.8	8.9	13.93
T_{Moy} (°C)	11.8	12.2	14.3	16.3	19.8	23.6	27.1	27.8	25	20.7	16.1	12.8	19.52
T_{Max} (°C)	16	16.2	19.3	22.3	25.8	29.8	34	35.1	31.5	26	20.4	16.7	25.13

Note : Ces valeurs mettent en évidence un stress thermique estival ($T_{max} > 30^{\circ}\text{C}$ en juillet et août) déterminant pour le calcul de l'évapotranspiration.

L'analyse de ce régime thermique met en évidence une amplitude annuelle marquée d'environ 14°C . Le point critique pour le bilan hydrique réside dans la persistance des températures maximales supérieures à 30°C durant trois mois consécutifs (juillet, août, septembre). Cette fournaise estivale, couplée à l'absence quasi-totale de précipitations durant la même période, constitue le moteur principal de la demande évaporative (ETP) excessive observée sur le bassin.

IV.3.2. Contrôle de Qualité et Homogénéisation des Séries

Avant toute injection dans le moteur de calcul SWAT, les chroniques hydro-climatiques brutes ont été soumises à un protocole de criblage statistique rigoureux (Data Screening).

Cette étape pré-analytique est impérative pour garantir que le calage du modèle repose sur une réalité hydrologique épurée de tout bruit métrologique.

La validité des séries pluviométriques a été éprouvée via la technique des Courbes des Doubles Masses (Double Mass Curves) couplée aux tests statistiques d'homogénéité (Test de Pettitt sous XLSTAT). Cette approche consiste à confronter les cumuls annuels de la station étudiée à ceux d'un vecteur régional de référence (moyenne des stations voisines homogènes : El Omaria et Djebahia).

L'identification d'une rupture de stationnarité (changement de moyenne significatif, $P\text{-Value} < 0.05$) a conduit à l'application d'une correction sur la partie de la série jugée défaillante. La période la plus récente (post-rupture) a été considérée comme la référence actuelle du poste. L'homogénéisation s'effectue par l'application d'un coefficient de correction (K) défini par le rapport des moyennes de part et d'autre du point de rupture.

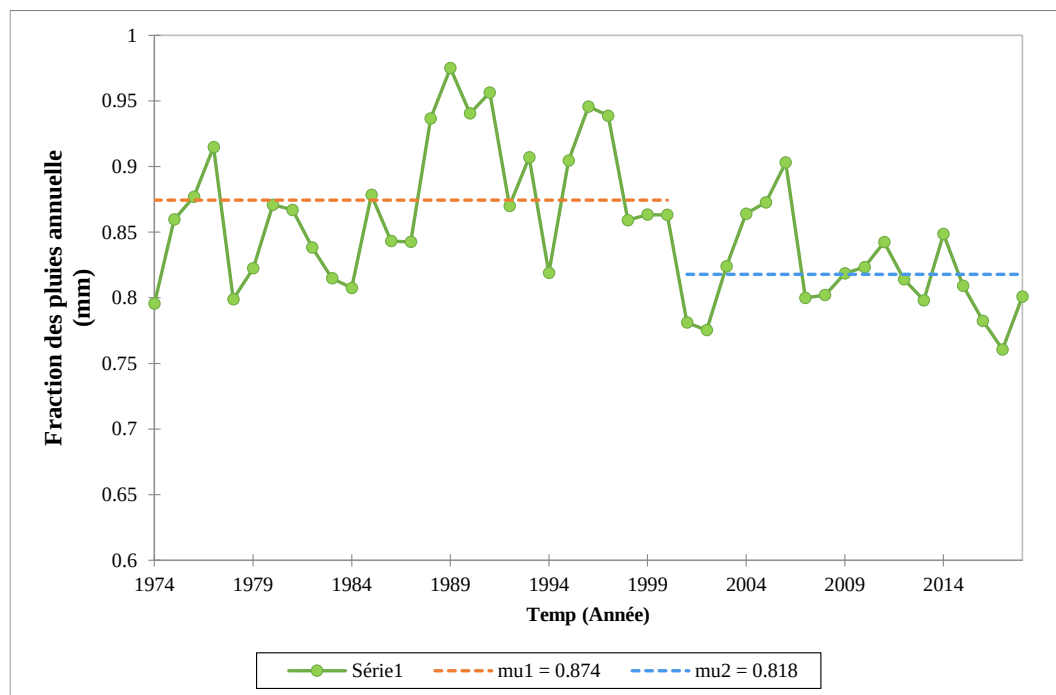


Figure IV.6 : Détection de rupture de stationnarité sur la série pluviométrique de Beni Slimane (1974-2018) par le test de Pettitt.

Afin d'homogénéiser la série sur la période actuelle, un coefficient de correction (K) a été calculé et appliqué aux données antérieures à l'année de rupture.

1. Calcul du coefficient d'ajustement (K) :

$$K = \frac{\mu_2}{\mu_1} = \frac{0,818}{0,874} = 0,936 \quad (\text{III. 1})$$

2. Application de la correction (pour la période 1974-2000) :

$$P_{corr} = P_{obs} \times K \quad (\text{III. 2})$$

où : P_{corr} est la pluie corrigée, P_{obs} la pluie observée, μ_1 la moyenne de la période ancienne et μ_2 la moyenne de la période de référence.

Résultats de l'homogénéisation

Le tableau ci-dessous synthétise les paramètres de correction appliqués pour garantir que le calage du modèle repose sur une réalité hydrologique épurée de tout bruit métrologique.

Tableau IV.6 : Diagnostic de rupture de stationnarité (Test de Pettitt) et paramètres d'homogénéisation de la série pluviométrique de Beni Slimane.

Station	Code	Période Testée	Date de Rupture(t)	Moyenne Avant (μ_1)	Moyenne Après (μ_2)	P-Value	Coefficient K
Beni Slimane	090302	1974-2018	2000	0,874	0,818	0,003	0,936

Note : Les données postérieures à 2000 ont été conservées inchangées. Les données antérieures ont été multipliées par le coefficient K pour s'aligner sur la tendance climatique récente.

La rupture de stationnarité identifiée en l'an 2000 sur la série de Beni Slimane n'est pas un artefact statistique isolé. Elle coïncide avec une séquence de sécheresse pluriannuelle majeure ayant affecté l'Afrique du Nord. Le coefficient correcteur de 0,936 indique que la période récente est globalement plus sèche d'environ 6 à 7 % par rapport à la période historique. Cette homogénéisation est cruciale : sans elle, le modèle hydrologique, calibré sur les débits récents, serait incapable de reproduire correctement les écoulements de la période 1974-1999, biaisant ainsi toute l'analyse rétrospective.

IV.3.3. Stratégie de Calibration et Analyse d'Incertitude (SUFI-2)

L'optimisation paramétrique a été conduite via le module SWAT-CUP, en utilisant l'algorithme SUFI-2 (Sequential Uncertainty Fitting ver. 2). Ce choix est justifié par sa capacité à traiter l'équifinalité des paramètres dans les bassins complexes (Abbaspour et al., 2007).

IV.3.3.1. Démarche de calibrage et de validation

La configuration hydrographique du bassin versant de l'Oued Isser, caractérisée par une structure de bassins emboîtés, offre une opportunité rare pour la modélisation hydrologique distribuée. Notre protocole expérimental s'appuie sur le réseau de surveillance de l'ANRH, en exploitant la complémentarité spatiale des cinq stations hydrométriques disponibles.

Le point nodal de notre calibration est la station de Lakhdaria (09-05-01). Située à l'exutoire du système, elle contrôle une superficie de 3611 km² et intègre la réponse hydrologique globale du bassin avant l'entrée dans la retenue du barrage de Beni Amrane. Le choix de cette station comme pivot de calage se justifie par la robustesse de sa série chronologique (débutant en 1971), qui capture l'ensemble des variabilités climatiques interannuelles, incluant les cycles de sécheresse et les crues extrêmes. Toutefois, pour éviter le biais d'une calibration globale qui masquerait les hétérogénéités locales, nous avons adopté une stratégie de validation multi-sites. Les stations amont, notamment La Traille (2566 km²) et Mezahime (662 km²), sont utilisées pour vérifier la performance du modèle sur des sous-bassins aux lithologies contrastées (zones marneuses érodables vs zones calcaires). Cette approche par bassins emboîtés permet de s'assurer que le modèle SWAT reproduit correctement la genèse des flux (liquides et solides) à chaque étape du transfert, garantissant ainsi une précision accrue pour la simulation des apports sédimentaires vers les barrages de Koudiat Acerdoune et Beni Amrane.

IV.3.3.2. Analyse de sensibilité et procédure d'optimisation

L'optimisation paramétrique du modèle a été pilotée via l'interface SWAT-CUP (SWAT Calibration and Uncertainty Programs), en mobilisant l'algorithme stochastique SUFI-2 (Sequential Uncertainty Fitting ver. 2). Ce choix algorithmique, justifié par Abbaspour et al. (2007), réside dans sa capacité robuste à gérer l'équifinalité et à quantifier les incertitudes de prédiction (liées aux données d'entrée ou à la structure du modèle) dans des bassins

complexes. La procédure mise en œuvre suit un protocole itératif rigoureux, synthétisé dans la Figure II.5 et structuré en trois phases séquentielles :

IV.4. Données d'Entrée du Modèle SWAT

L'implémentation opérationnelle du modèle SWAT est conditionnée par l'intégration couplée de deux typologies de données. Le premier volet concerne les données géospatiales statiques, qui définissent le cadre physiographique du bassin versant : le Modèle Numérique de Terrain (MNT) dicte la topographie, tandis que les couches pédologiques et d'occupation du sol (LULC) paramètrent les propriétés physiques de la surface. Le second volet intègre les forçages climatiques dynamiques, véritables moteurs du cycle hydrologique simulé. À ce titre, le modèle exige des séries temporelles continues à résolution journalière couvrant les variables météorologiques fondamentales : précipitations, amplitude thermique ($T_{\min}/T_{\max}$), humidité relative, vitesse du vent et rayonnement solaire.

IV.4.1. Modèle Numérique de Terrain (MNT)

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) constitue la clé de voûte de la structuration spatiale dans l'environnement SWAT. Au-delà d'une simple représentation statique du relief, cette matrice altimétrique gouverne la discrétisation topologique du système hydrologique en pilotant la délimitation automatisée des sous-bassins et la hiérarchisation du réseau hydrographique. Dans le contexte spécifique de l'Oued Isser, caractérisé par une morphologie complexe et accidentée, le MNT joue un rôle critique dans l'extraction des variables morphométriques directrices. Il permet notamment de caractériser le gradient altitudinal marqué (s'étageant de 0 m à l'embouchure jusqu'à 1810 m au Djebel Dira) et de quantifier les longueurs de drainage nécessaires au calcul du temps de concentration (T_c), paramètre décisif pour la simulation des crues éclairs observés dans la région.

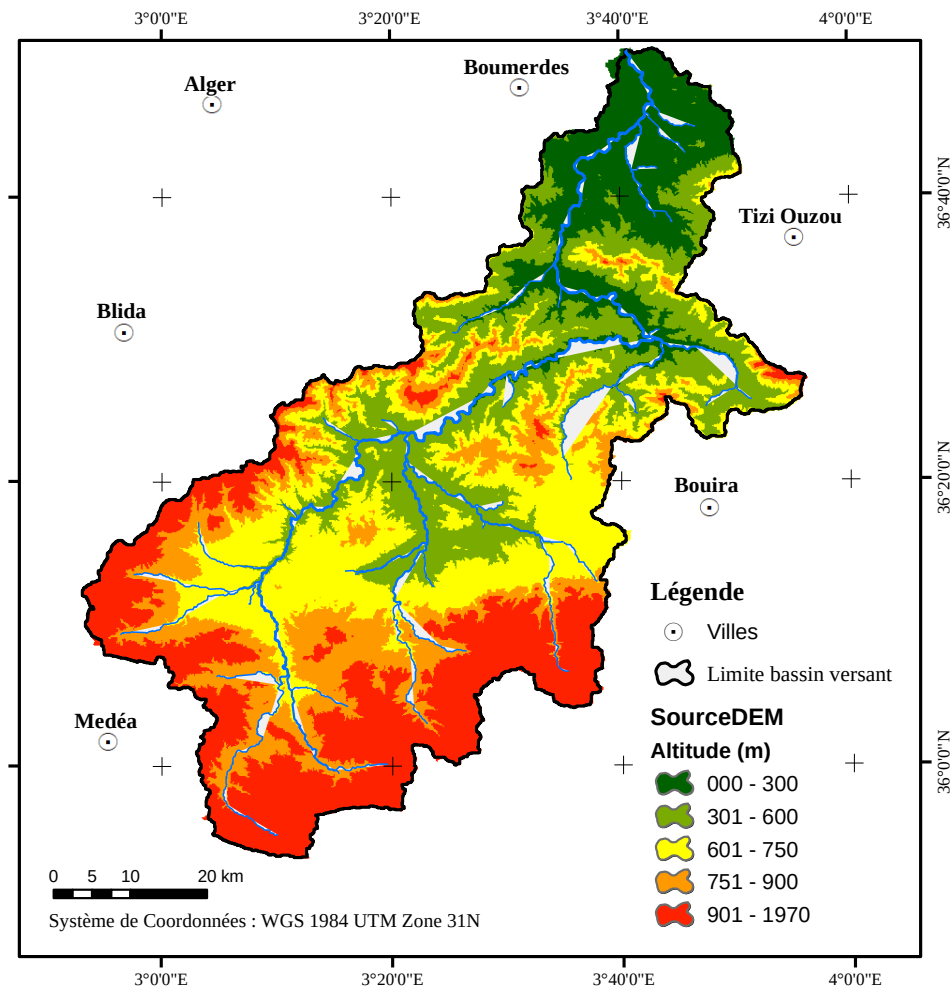


Figure IV.7 : Modèle Numérique de Terrain (MNT) et étages altitudinaux du bassin versant (Source : USGS/SRTM 1 Arc-Second).

Pour cette étude, nous avons mobilisé les données de la mission SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) à une résolution spatiale de 1 seconde d'arc (environ 30 mètres), acquises via le portail de l'USGS. Cette résolution est jugée optimale pour capturer la rugosité du terrain et générer avec précision le facteur topographique (LS_{factor}), indispensable aux équations de transfert sédimentaire.

IV.4.2. Données d'Occupation des Sols (LULC)

La caractérisation de l'occupation des sols (LULC) constitue un déterminant physiographique de premier ordre. Elle conditionne la partition des flux à l'interface sol-atmosphère (interception, évapotranspiration) et définit la rugosité hydraulique de surface (coefficient n de Manning) qui régule la vitesse du ruissellement. Dans l'architecture de SWAT, cette couche d'information est le pivot de la définition des Unités de Réponse Hydrologique (HRU) et du calcul du Numéro de Courbe (CN).

Pour cette modélisation, le référentiel retenu est la cartographie élaborée par le Centre National des Techniques Spatiales (CNTS - Arzew). Issue du traitement d'imagerie satellitaire Landsat 8 (millésime 2018), cette donnée offre une résolution spatiale de 30 mètres, cohérente avec celle du MNT utilisé. La fiabilité de cette source institutionnelle pour les applications hydrologiques régionales a été corroborée par plusieurs travaux antérieurs (Hadji et al., 2017 ; Bouanani et al., 2019), garantissant une représentation fidèle des hétérogénéités paysagères algériennes.

Une procédure de transcodage a été nécessaire pour assurer l'interopérabilité avec la base de données biophysique de SWAT (Deffaf, 2022). Ce reclassement a permis de distinguer les classes fonctionnelles dominantes illustrées précédemment (Figure III.4) :

- AGRL/AGRR : Zones agricoles (Céréaliculture et maraîchage).
- FRST/RNGB : Formations forestières et matorrals (Atlas Blidéen).
- URBN : Zones imperméabilisées (Lakhdaria, Beni Slimane).

Cette harmonisation garantit une attribution physique correcte des paramètres de croissance végétale (LAI, profondeur racinaire) indispensables au calcul précis du bilan hydrique.

Une contrainte méthodologique réside dans l'usage d'une cartographie statique de l'occupation du sol (millésime 2018) pour piloter une simulation rétrospective sur quatre décennies. Cette hypothèse de stationnarité, bien que simplificatrice, se justifie par l'inertie morphologique du bassin de l'Isser.

En effet, l'analyse des dynamiques paysagères montre que les grands ensembles structurants notamment les vastes étendus céréalières des Hautes Plaines et le couvert forestier dense de l'Atlas Blidéen présentent une stabilité remarquable depuis les années 1980. Si la tache urbaine a indéniablement grignoté les franges périphériques de localités comme Beni Slimane, elle représente toujours moins de 5 % de la surface totale du bassin ; par conséquent, l'impact de cette artificialisation récente sur le bilan hydrologique global et sur le coefficient de ruissellement (CN) à l'échelle du bassin versant demeure statistiquement marginal (Hallouz et al., 2018)

IV.4.3. Données Pédologiques

Pour pallier l'absence de mesures directes de la conductivité hydraulique in situ, une reconstruction paramétrique a été opérée via les Fonctions de Pédotransfert (FPT). Nous avons spécifiquement mobilisé les équations empiriques de Saxton et Rawls (2006), dont la robustesse a été démontrée pour les sols à texture contrastée des zones semi-arides méditerranéennes. Cette approche mathématique a permis de dériver les propriétés hydrauliques critiques (Ksat, Point de flétrissement, Capacité au champ) directement à partir du triptyque granulométrique (argile, limon, sable) fourni par les archives de l'INP.

Cette procédure a abouti à la discrétisation de cinq groupes pédologiques majeurs (Tableau III.7). Une cohérence forte a été recherchée avec le substrat lithologique décrit précédemment:

- Les Vertisols et Sols peu évolués, développés sur les marnes et argiles du Haut Isser, présentent des textures fines induisant une faible perméabilité. Ils ont été classés majoritairement dans les Groupes Hydrologiques C et D, générateurs de forts ruissellements (CN élevés).
- À l'inverse, les Sols Alluviaux des plaines (Isser Moyen) offrent une meilleure capacité d'infiltration (Groupe B).

Enfin, la robustesse de cette classification a fait l'objet d'une validation in situ. Une campagne de vérité terrain sur des sites témoins a permis de vérifier la cohérence des faciès pédologiques et de consolider la base de données d'entrée.

Tableau IV.7 : Nomenclature des groupes de sols, propriétés hydro-pédologiques et classification hydrologique (Groupes HSG) pour le modèle SWAT (Source : Halitim, 1988).

Code Modèle	Groupe Pédologique	Substrat dominant & Localisation	Caractéristiques Hydro-Pédologiques Clés	Groupe Hydrologique (SWAT)*
SPE	Sols Peu Évolués (d'érosion)	Marnes et Grès (Pentes fortes du Haut Isser)	Faible épaisseur, réserve utile réduite. Sols squelettiques favorisant un ruissellement immédiat.	D
VER	Vertisols	Argiles gonflantes (Plaines de Beni Slimane)	Forte teneur en argile, fentes de retrait en été. Faible conductivité hydraulique à saturation (Ksat)	D
CAL	Sols Calcimagnésiques	Calcaires et marno-calcaires (Atlas Tellien)	Sols bruns calcaires ou Rendzines. Structure grumeleuse, perméabilité moyenne à bonne.	B / C
SES	Sols à Sesquioxydes	Formations rouges (Piémonts)	Sols fersiallitiques (rouges méditerranéens). Structure stable, potentiel agricole, infiltration moyenne.	C
ALL	Sols Alluviaux	Alluvions fluviales (Vallée de l'Isser, Lakhdaria)	Sols profonds (Fluvisols), texture équilibrée. Bonne capacité de rétention, nappe souvent accessible.	B

Note : Les Groupes Hydrologiques de Sol (HSG) définissent le potentiel de ruissellement selon la classification du SCS (Soil Conservation Service) : A (Faible ruissellement) à D (Fort ruissellement).

IV.4.4. Données Climatiques

La modélisation des processus hydrologiques par SWAT requiert un forçage atmosphérique complet à une résolution journalière, intégrant cinq variables fondamentales : les précipitations, les températures extrêmes (Tmin/Tmax), le rayonnement solaire, l'humidité relative et la vitesse du vent.

Pour capturer la variabilité spatio-temporelle du climat sur le bassin, nous avons mobilisé un réseau dense de 27 stations pluviométriques et thermométriques, gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) et l'Office National de la Météorologie (ONM). La répartition spatiale de ces stations couvre l'intégralité du gradient altitudinal, des Hautes Plaines telle que la station de Ksar El Boukhari jusqu'au littoral celui de Reghaia

(Figure III.8). L'analyse des séries chronologiques (Tableau III.8) révèle une robustesse exceptionnelle des données : plusieurs stations clés, telles que Beni Slimane (1920-2018) ou Djebahia (1923-2018), offrent des chroniques séculaires. Cette profondeur historique est cruciale pour caler le modèle sur des cycles climatiques contrastés (périodes humides des années 70 vs sécheresses des années 90).

Tableau IV.8 : Inventaire, localisation et disponibilité temporelle des stations climatiques (Réseaux ANRH et ONM).

Station	Code	Latitude (N)	Longitude (E)	Altitude (m)	Période d'observation
Beni Slimane	090302	36°12'06	3°20'05	600	1920-2018
Djebahia	090403	36°28'35	3°45'23	320	1923-2018
EL Omaria	090201	36°15'43	3°02'04	790	1940-2018
Pont de la Traille	090304	36°23'06	3°21'28	370	1945-2018
Tizi Ghenif	090506	36°35'25	3°46'29	390	1951-2018
Chabet El Ameur	090512	36°38'16	3°41'50	235	1951-2018
Tablat DRS	090203	36°24'38	3°18'32	450	1954-2018
Ain Nessisa	050101	35°54'31	3°37'15	680	1954-2014
Lakhdaria Gorges	090502	36°37'37	3°35'07	50	1967-2018
Djouab	090301	36°08'13	3°26'33	825	1967-2018
Draa El Hadjar	050201	35°44'35	3°25'28	710	1967-2014
Ksar El Boukhari	011301	35°53'24	2°44'26	630	1967-2014
Mahterre	090202	36°22'53	3°10'34	875	1968-2007
Khebouzia	090401	36°18'20	3°34'48	720	1968-2018
Souk El Khemis	090402	36°23'12	3°38'06	782	1968-2018
Tazerout	090406	36°33'08	3°29'34	520	1968-2018
Ouled Touati	090413	36°25'27	3°33'12	831	1968-1997
Ouled Bouhaddada	090503	36°38'53	3°31'56	400	1968-2018
B.Menail Pépin	090510	36°48'30	3°43'06	27	1971-1996
Zoubiria	011401	36°06'45	2°50'54	932	1971-2014
Reghaia	020632	36°44'20	3°20'44	20	1971-2014
Bsibsa	090419	36°29'16	3°28'57	820	1972-2018
Souagui	090104	36°06'35	3°14'32	810	1973-2018
El Omaria PEP	090205	36°14'42	3°17'20	659	1974-2018
Dechmya	090314	36°08'36	3°34'15	850	1974-2018
Bouassam	021801	36°38'10	4°02'26	600	1939-2014
El Hachimia	150103	36°13'13	3°49'05	730	1967-2014

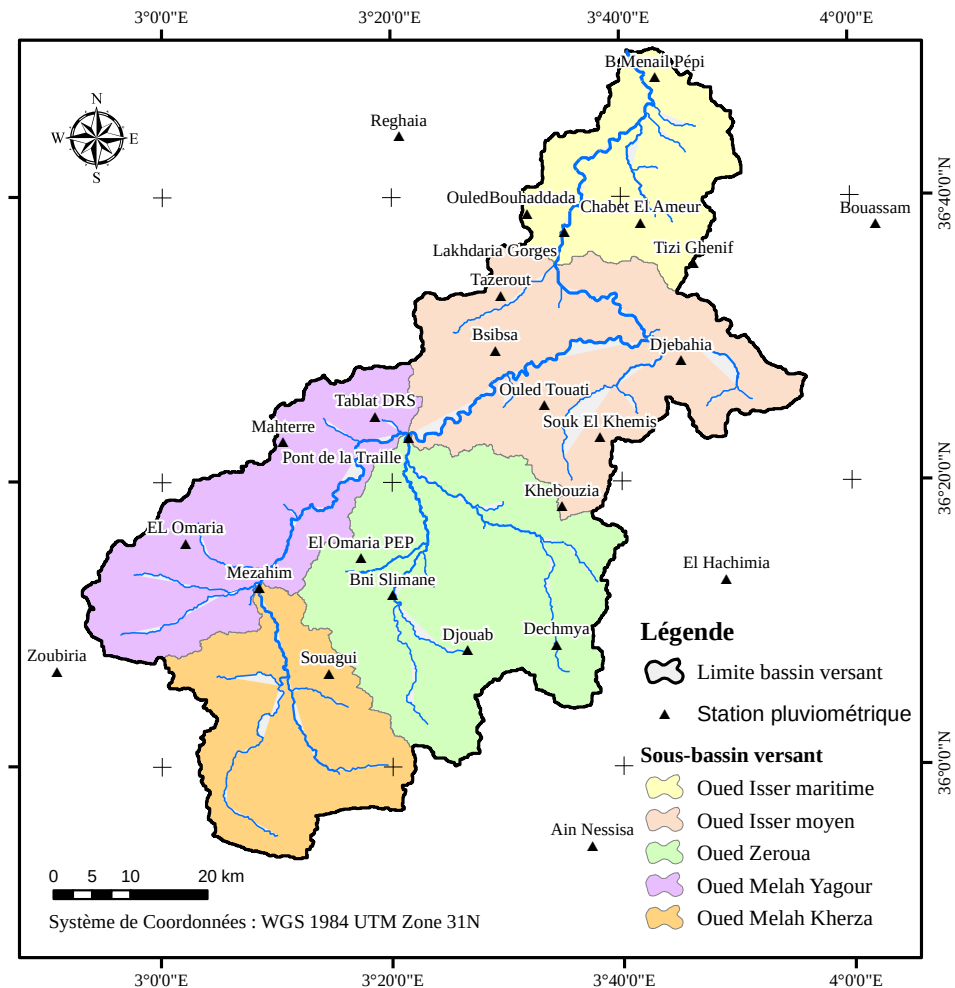


Figure IV.8 : Réseau de surveillance hydro-climatique et localisation des stations de jaugeage sur le bassin (Source des données : ANRH).

Malgré la qualité du réseau, la discontinuité inhérente aux longues séries et l'absence de mesure systématique pour certaines variables secondaires (rayonnement, vent) ont nécessité le recours au générateur climatique stochastique WXGEN intégré à SWAT. Cet outil a été paramétré en calculant, pour chaque station, les statistiques mensuelles sur les périodes d'observation complètes (moyennes, écarts-types, probabilités de transition des jours secs/humides). Sur cette base statistique locale, le générateur synthétise les variables manquantes en conservant une cohérence physique avec les variables primaires observées (Pluie/Température), assurant ainsi la continuité des séries temporelles indispensable au calcul de l'évapotranspiration par la méthode de Penman-Monteith

IV.4.5. Données complémentaires pour le calibrage et la validation

La fiabilité des simulations hydrologiques est intrinsèquement liée à la qualité des observations de débit utilisées pour le calage du modèle. Pour cette étude, le protocole de calibration et de validation s'appuie sur les données hydrométriques fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Le dispositif de surveillance mobilisé est constitué de cinq (05) stations jaugeuses, réparties stratégiquement pour couvrir l'hétérogénéité spatiale du bassin versant de l'Oued Isser (Figure III.9, Tableau III.9).

Tableau IV.9 : Inventaire du réseau hydrométrique de l'ANRH et caractéristiques des stations de jaugeage du bassin.

Code	Station	X (Km)	Y (Km)	Surface (km ²)	Année d'observation
090101	Mezahim	539.7	322.65	655	1984-2011
090205	Beni Slimane	557.6	322.25	273	1985-2018
090309	Dechmya	578.3	316.45	73	1972-1985
090408	La Traille	559.3	343.25	2570	1970-2018
090501	Lakhdaria	579.1	368.75	3615	1977-2018

Ce réseau offre une vision contrastée de la dynamique d'écoulement, allant des sous-bassins amont (stations de Mezahim, Beni Slimane, Dechmya) jusqu'à la réponse intégrée du bassin à l'exutoire principal (station de Lakhdaria, 3615 km²). Les chroniques de débits moyens journaliers exploitées présentent une variabilité temporelle significative, s'étendant de 12 ans pour la station de Dechmya à plus de 35 ans pour les stations majeures.

Bien que ces séries historiques constituent une base solide, elles ont nécessité un traitement pré-analytique rigoureux. Une analyse critique a été menée pour identifier les éventuelles valeurs aberrantes et les discontinuités. Cette étape a permis de constituer un jeu de données cohérent, essentiel pour mener une stratégie de validation multi-sites, où le modèle est contraint non seulement à l'exutoire final, mais également sur ses contributions intermédiaires, garantissant ainsi une meilleure représentation des processus hydrologiques internes.

La rupture de stationnarité induite par la mise en eau du barrage de Koudiat Acerdoune (2008) a été traitée par l'activation du module Reservoir dans le sous-bassin correspondant.

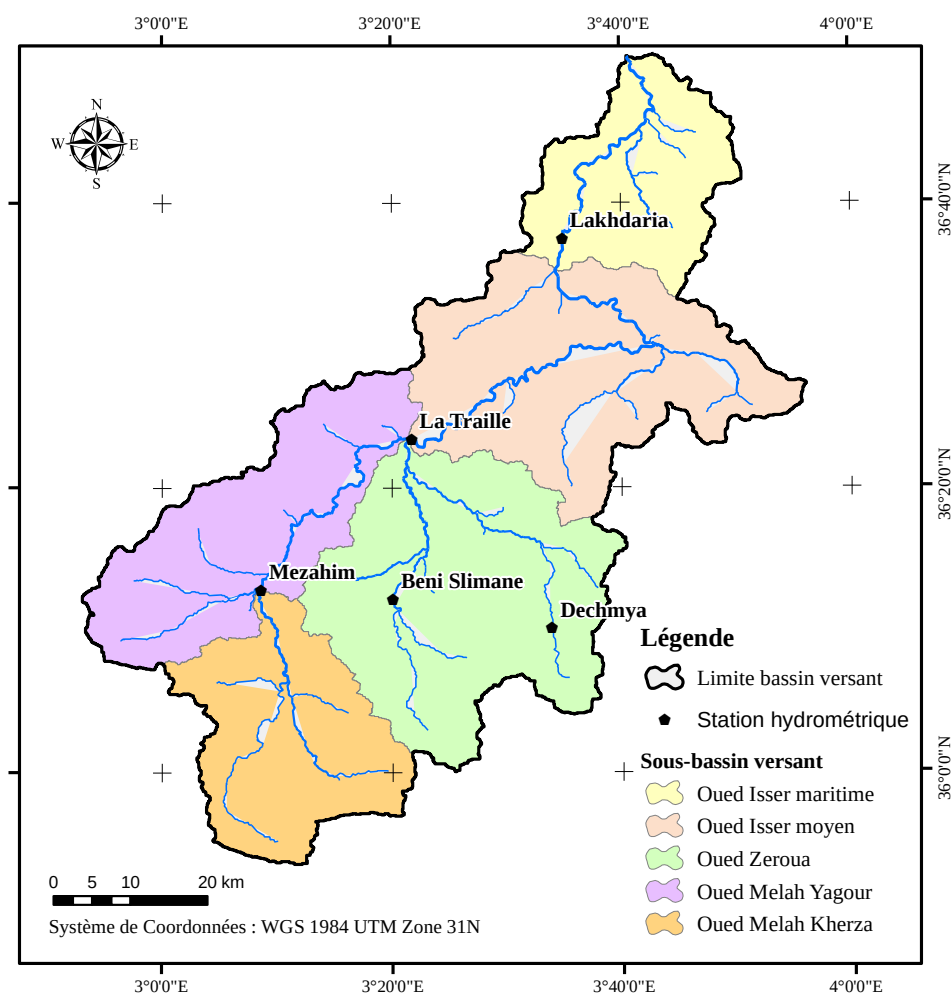


Figure III.9 : Localisation des stations hydrométriques du bassin versant de l'Oued Isser.

Contrairement à une gestion simplifiée, nous avons paramétré la géométrie de l'ouvrage sur la base de la courbe Hauteur-Volume fournie par l'ANRH. Le volume de la retenue normale a été fixé à 640 Hm³, avec une surface de plan d'eau associée de 1600 ha à la cote normale. Pour la gestion des lâchers, une règle de régulation basée sur le volume cible mensuel (Target Release) a été adoptée pour simuler les soutiens d'été et les déstockages préventifs avant la saison des pluies, garantissant que le modèle ne surestime pas les débits d'été à l'exutoire de Lakhdaria sur la période 2008-2018

IV.5. Configuration et calibrage du modèle SWAT

IV.5.1. Fondements théoriques du modèle

IV.5.1.1. Précipitation

Le modèle SWAT requiert des données météorologiques journalières (précipitations, températures, humidité, etc.) pour chaque sous-bassin. Comme ces données proviennent de stations de mesure ponctuelles, le modèle opère une spatialisation en deux étapes. Dans un premier temps, il attribue à chaque sous-bassin les données de la station météorologique la plus proche de son centroïde. Ensuite, pour tenir compte de l'effet orographique sur les précipitations et la température, SWAT peut affiner cette première estimation. En se basant sur un modèle numérique de terrain (MNT), il divise le sous-bassin en bandes d'altitude et applique des corrections aux valeurs initiales en fonction de l'écart d'altitude par rapport à la station de référence. La formule de correction pour les précipitations, par exemple, intègre un gradient pluviométrique pour ajuster la lame d'eau en fonction de l'élévation (Neitsch et al., 2011) :

$$R_{band} = R_{day} + (EL_{band} - EL_{gauge}) \cdot \frac{Plaps}{days_{pcp,yr}}, \text{ quand } R_{day} > 0.01 \quad (\text{II. 3})$$

où R_{band} représente la précipitation dans la bande d'altitude considérée (mm) ; R_{day} , la précipitation enregistrée à la station de mesure (mm) ; EL_{band} et EL_{gauge} , les élévations respectives de la bande d'altitude et de la station (m) ; $Plaps$, le gradient pluviométrique ($\text{mm} \cdot \text{km}^{-1}$) ; et $days_{pcp,year}$, le nombre moyen annuel de jours de pluie dans le sous-bassin.

Une fois la précipitation calculée pour chaque bande d'altitude, le modèle agrège ces valeurs pour obtenir une nouvelle précipitation moyenne pour l'ensemble du sous-bassin, pondérée par la fraction de surface de chaque bande, selon l'équation suivante :

$$R_{day} = \sum_{bnd=1}^b R_{day} \cdot fr_{bnd} \quad (\text{II. 4})$$

où R_{day} est la précipitation journalière moyenne du sous-bassin ajusté pour l'effet orographique (mm), R_{band} la précipitation dans chaque bande d'altitude, fr_{bnd} la fraction de la superficie du sous-bassin occupée par cette bande, et b le nombre total de bandes d'altitude. Par ailleurs, pour pallier l'incomplétude fréquente des séries de données, SWAT intègre un

générateur climatique (weather generator). Cet outil stochastique, paramétré à partir de statistiques climatiques à long terme, permet de combler les lacunes dans les enregistrements des stations ou même de générer des séries complètes pour les sous-bassins non instrumentés, assurant ainsi la continuité temporelle requise par le modèle (Neitsch et al., 2011).

IV.5.1.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration constitue le principal flux de sortie d'eau d'un bassin versant dans le modèle SWAT. Le calcul de ce flux complexe s'opère selon une démarche hiérarchisée en deux temps. Premièrement, le modèle estime la demande climatique en calculant l'évapotranspiration potentielle (ETP), pour laquelle il propose trois méthodes alternatives : Penman-Monteith, Priestley-Taylor ou Hargreaves. Deuxièmement, il calcule l'évapotranspiration réelle (ETR) en simulant la partition de l'eau disponible entre quatre composantes distinctes, qui sont satisfaites dans un ordre de priorité. La première est l'évaporation de l'eau interceptée par le couvert végétal, qui est la première quantité d'eau à être évaporée après une averse. Ensuite, si la demande climatique n'est pas entièrement satisfaite, le modèle simule la transpiration de la végétation et l'évaporation depuis la surface du sol. Enfin, dans les zones où la nappe phréatique est peu profonde, une quatrième composante, le revap, peut être activée, simulant la remontée capillaire vers la zone racinaire et l'extraction directe par les racines profondes.

Le modèle estime d'abord la capacité d'interception maximale du couvert pour un jour donné par l'équation suivante :

$$can_{day} = can_{mx} \cdot \frac{LAI}{LAI_{mx}} \quad (II. 5)$$

où can_{day} représente la quantité d'eau interceptée par le couvert végétal pour un jour donné (mm) ; can_{mx} , la capacité maximale d'interception du couvert à pleine maturité (mm) ; LAI , l'indice de surface foliaire du jour ; et LAI_{mx} , l'indice de surface foliaire maximal pour cette végétation.

$$\begin{aligned} R_{INT(f)} &= R_{INT(i)} + R'_{day} \quad \text{et} \quad R_{day} = 0, \text{ quand } R'_{day} \leq can_{day} - R_{INT(i)} \\ R_{INT(f)} &= can_{day} \quad \text{et} \quad R_{day} = R'_{day} - (can_{day} - R_{INT(i)}), \text{ quand } R'_{day} > can_{day} - R_{INT(i)} \end{aligned} \quad (II. 6)$$

Ce calcul du bilan hydrique sur le couvert végétal fait intervenir plusieurs variables : $R_{INT(i)}$ et $R_{INT(f)}$ représentent respectivement les quantités d'eau initiales et finales retenues sur la canopée (mm) ; R'_{day} est la précipitation brute avant interception, tandis que R_{day} est la précipitation nette qui atteint le sol après interception (mm) ; enfin, can_{day} correspond à la capacité d'interception maximale du couvert pour le jour considéré (mm). Une fois ce bilan établi, le modèle compare l'évapotranspiration potentielle (E_o) à la quantité d'eau libre effectivement présente sur la canopée afin de calculer l'évaporation réelle depuis le couvert.

$$E_a = E_{can} = E_o, \text{ et } R_{INT(f)} = R_{INT(i)} = E_{can} \quad (\text{II. 7})$$

Inversement, si la quantité d'eau libre sur la canopée est supérieure à l'évaporation potentielle:

$$E_{can} = R_{INT(i)}, \text{ et } R_{INT(f)} = 0 \quad (\text{II. 8})$$

où E_a représente l'évapotranspiration réelle journalière (mm) ; E_{can} , l'évaporation de l'eau interceptée par le couvert végétal (mm) ; et E_o , l'évapotranspiration potentielle à l'échelle du bassin pour ce même jour (mm).

Une fois l'évaporation du couvert végétal calculée, le modèle estime la transpiration potentielle de la plante. Ce calcul repose sur l'estimation préalable de l'évapotranspiration potentielle (ETP), qui représente la demande climatique totale. Pour cette étude, la méthode de Penman-Monteith, la plus complète sur le plan physique, a été retenue pour calculer l'ETP, selon l'équation suivante (Neitsch et al., 2011) :

$$\lambda E = \frac{\Delta \cdot (H_{net} - G) + \rho_{air} \cdot c_p \cdot [e^o - e^z]/r_a}{\Delta + \gamma \cdot (1 + r_c/r_a)} \quad (\text{II. 9})$$

où λE est la densité de flux de chaleur latente ($\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$), qui est fonction de l'énergie disponible à la surface. Cette énergie est calculée comme la différence entre le rayonnement net (H_{net}) et le flux de chaleur dans le sol (G). Le calcul intègre plusieurs variables thermodynamiques et propriétés de l'air : Δ représente la pente de la courbe de pression de vapeur saturante en fonction de la température, γ la constante psychrométrique, ρ_{air} la densité de l'air, et C_p sa chaleur spécifique. Le moteur de l'évaporation, le gradient de pression de vapeur entre l'air et la surface, est représenté par la différence entre la pression de vapeur saturante (e^o) et la pression de vapeur réelle (e^z). Enfin, ce flux potentiel est régulé par deux

résistances principales au transfert de la vapeur d'eau : la résistance du couvert végétal (r_c), qui représente la régulation par les stomates des plantes, et la résistance aérodynamique (r_a), qui caractérise la turbulence et l'efficacité du transport de la vapeur loin de la surface. Le détail du calcul de chacun de ces paramètres peut être consulté dans les ouvrages de référence que sont Allen et al. (1998) et Neitsch et al. (2011).

Une fois la demande de transpiration potentielle de la plante satisfaite, le modèle calcule la troisième composante de l'évapotranspiration : l'évaporation directe depuis la surface du sol. Ce flux n'est possible que si une partie de l'énergie radiative atteint le sol sans être interceptée par la végétation. L'évaporation maximale potentielle depuis le sol est donc une fonction de l'évapotranspiration potentielle totale (ETP), mais réduite en fonction du degré de couverture du sol par la végétation. Le modèle calcule cette évaporation maximale journalière comme suit:

$$E_s = E'_o cov_{sol} \quad (II. 10)$$

$$cov_{sol} = e^{(-5.0 \times 10^{-5} \times cv)} \quad (II. 11)$$

où cov_{sol} est l'indice de couverture du sol (adimensionnel), calculé à partir de la biomasse aérienne journalière cv ($kg \cdot ha^{-1}$). Cette évaporation maximale potentielle depuis le sol est ensuite ajustée pour tenir compte du fait qu'une partie de l'eau disponible est prioritairement utilisée par la plante pour la transpiration. La valeur finale de l'évaporation maximale possible du sol (notée E'_s , en $mm \cdot j^{-1}$) est donc réduite en fonction de l'eau déjà consommée par la végétation, comme suit :

$$E'_s = \min \left(E_s, \frac{E_s \cdot E'_o}{E_s + E_t} \right) \quad (II. 12)$$

Dans cette équation, E'_s représente l'évaporation maximale du sol ajustée pour la consommation d'eau par la plante (mm) ; E_s , l'évaporation maximale calculée précédemment ; E'_o , l'évapotranspiration potentielle déjà réduite de l'évaporation du couvert ; et E_t , la transpiration réelle du jour (mm). Une fois cette demande d'évaporation de surface finale (E'_s) déterminée, le modèle SWAT la répartit ensuite verticalement entre les différentes couches du profil de sol. La profondeur maximale depuis laquelle l'évaporation peut se produire est d'abord calculée, puis l'évaporation effective de chaque couche est estimée, en

commençant par la couche de surface et en descendant progressivement jusqu'à ce que la demande totale soit satisfaite ou que l'eau disponible soit épuisée.

$$E_{soil,z} = E'' \cdot \left(\frac{z}{z + exp(2.374 - 0.00713 \cdot z)} \right) \quad (II. 13)$$

$$E_{soil,1} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \cdot e_{sco} \quad (II. 14)$$

où $E_{soil,z}$ est la demande en eau pour l'évaporation à une profondeur z (mm), E'' est la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée en une journée (mm), e_{sco} est le facteur de compensation de l'évaporation du sol, $E_{soil,zl}$ est la demande en eau pour l'évaporation dans la couche l (mm), $E_{soil,1}$ est la demande évaporatoire à la limite inférieure de la couche de sol (mm), $E_{soil,zu}$ est la demande évaporatoire à la limite supérieure de la couche de sol (mm), et E_{soil} est le volume total d'eau évaporé du sol au cours d'une journée donnée (mm j⁻¹). Des détails supplémentaires peuvent être consultés dans Neitsch et al. (2011) et Abiodun et al. (2018).

Enfin, si la demande d'évapotranspiration n'est toujours pas entièrement satisfaite par l'eau du sol, le modèle SWAT active une quatrième et dernière composante : la contribution de l'aquifère peu profond, ou *revap*. Ce processus simule la remontée capillaire de l'eau depuis la nappe phréatique vers la zone racinaire. La quantité d'eau ainsi mobilisée est principalement fonction de la profondeur de la nappe par rapport aux racines et est calculée comme une fraction de la demande d'évapotranspiration potentielle restante, selon l'équation suivante :

$$W_{revap,mx} = \beta_{revap} \cdot E_o \quad (II. 15)$$

$$W_{revap} = 0 \text{ si } aq_{sh} \leq aq_{shthr,rvp} \quad (II. 16)$$

$$W_{revap} = W_{revap,mx} - aq_{shthr,rvp}, \text{ si } aq_{shthr,rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr,rvp} + W_{revap,mx}) \quad (II. 17)$$

$$W_{revap} = W_{revap,mx}, \text{ si } aq_{sh} \geq (aq_{shthr,rvp} + W_{revap,mx}) \quad (II. 18)$$

où $W_{revap,mx}$ est le volume maximal d'eau transféré vers la zone non saturée en réponse à un déficit hydrique journalier (mm), β_{revap} est le coefficient de revap (-), W_{revap} est le volume réel d'eau transféré pour combler ce déficit hydrique journalier (mm), aq_{sh} est le volume

d'eau stocké dans l'aquifère superficiel en début de journée (mm) et a_{thr} est le niveau d'eau seuil dans l'aquifère superficiel requis pour que la remontée capillaire (revap) se produise (mm) (Neitsch et al., 2011; Abiodun et al., 2018).

IV.5.1.3. Ruissellement

Pour simuler la génération du ruissellement direct (qui exclut l'écoulement de base), le modèle SWAT propose deux approches alternatives : la méthode à base physique de Green et Ampt (1911) ou la méthode conceptuelle du Numéro de Courbe (CN), développée par l'USDA-SCS (1972). C'est cette seconde approche, largement utilisée en hydrologie opérationnelle pour sa robustesse et sa simplicité de paramétrisation, qui sera détaillée ici. La méthode du Numéro de Courbe estime le volume de ruissellement journalier à partir de la lame d'eau précipitée, selon l'équation suivante :

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - I_a)}{(R_{day} - I_a + S)} \quad (II. 19)$$

où Q_{surf} est la lame de ruissellement cumulée (mm) ; R_{day} , la hauteur de précipitation journalière (mm) ; I_a , les pertes initiales qui regroupent l'interception, le stockage de surface et l'infiltration avant le début du ruissellement (mm) ; et S , le paramètre de rétention potentiel maximal du bassin (mm). Ce dernier paramètre, qui varie spatialement en fonction du type de sol, de l'occupation des sols et de la pente, est lui-même estimé à partir du Numéro de Courbe (CN) par l'équation suivante :

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (II. 20)$$

où CN est le Numéro de Courbe pour le jour considéré. La méthode du SCS postule par ailleurs une relation empirique entre les pertes initiales et le potentiel de rétention, où I_a est communément approximé à 20 % de S ($I_a = 0,2S$). En intégrant cette simplification, l'équation (2.28) peut être reformulée comme suit :

$$Q_{surf} = \frac{(R_{day} - 0.2S)^2}{(R_{day} + 0.8S)} \quad (II. 21)$$

Le Numéro de Courbe (*CN*) est un paramètre conceptuel qui intègre plusieurs caractéristiques clés du bassin versant influençant la génération du ruissellement. Sa valeur dépend principalement de la perméabilité du sol (synthétisée par le groupe hydrologique du sol), de l'occupation et de la couverture du sol (LULC), et des conditions d'humidité antérieures du sol au moment de l'averse. Le modèle ajuste dynamiquement la valeur du *CN* en fonction de cet état d'humidité, et des corrections peuvent également être appliquées pour tenir compte de l'effet de la pente. La procédure détaillée pour la détermination des valeurs de *CN* en fonction de ces différentes caractéristiques est exhaustivement décrite dans les manuels de référence de l'USDA-SCS (1972) et de Neitsch et al. (2011).

IV.5.1.4. Teneur en eau du sol

L'eau qui s'infiltre dans le profil de sol peut suivre plusieurs trajectoires : être prélevée par la végétation ou s'évaporer, contribuer au débit des cours d'eau par des écoulements de subsurface, ou percoler en profondeur pour recharger les aquifères. La répartition entre ces différents flux est directement gouvernée par la quantité d'eau stockée dans la zone racinaire. Cette capacité de stockage est délimitée par deux seuils hydriques fondamentaux. La limite supérieure est la capacité au champ (*CC*), qui correspond à la quantité maximale d'eau qu'un sol peut retenir après que l'excès d'eau gravitaire a été drainé. La limite inférieure est le point de flétrissement permanent (*PFP*), qui représente le seuil de succion (environ 1500 kPa) au-delà duquel l'eau est trop fortement liée aux particules du sol pour être extraite par les plantes. La différence entre ces deux bornes définit la Réserve Utile en Eau (*RU*), c'est-à-dire le volume d'eau réellement disponible pour la végétation, calculé comme suit :

$$AWC = FC - WP \quad (\text{II. 22})$$

où *AWC* est la réserve utile, *FC* la capacité au champ, et *WP* le point de flétrissement permanent, toutes exprimées en mm.

Le modèle SWAT estime d'abord les caractéristiques hydriques fondamentales pour chaque couche du profil de sol. Le calcul de la teneur en eau au point de flétrissement permanent (*WP*) est réalisé de manière empirique, comme suit (Neitsch *et al.*, 2011):

$$WP_{ly} = 0.40 \cdot \frac{m_c \cdot \rho b}{100} \quad (\text{II. 23})$$

où WP_{ly} représente la teneur en eau au point de flétrissement de la couche de sol considérée ; m_c , le pourcentage d'argile ; et ρ_b , la densité apparente ($\text{Mg}\cdot\text{m}^{-3}$). À partir de cette valeur, la teneur en eau de la même couche à la capacité au champ (FC) peut alors être déduite par l'équation suivante :

$$FC_{ly} = WP_{ly} + AWC_{ly} \quad (\text{II. 24})$$

Au-delà du stockage vertical, le modèle SWAT simule également les écoulements de subsurface (ou écoulements latéraux), un processus qui devient hydrologiquement significatif dans des conditions spécifiques. Ce type d'écoulement se développe préférentiellement dans les sols présentant un contraste de perméabilité, typiquement lorsqu'un horizon de surface à forte conductivité hydraulique surmonte une couche plus profonde peu perméable (argileuse ou rocheuse). Dans une telle configuration, et sur un terrain en pente, l'eau qui s'infiltre ne peut plus percoler verticalement et est forcée de s'écouler latéralement au-dessus de cet obstacle. Pour simuler ce phénomène, SWAT emploie un modèle de stockage cinématique (Sloan et al., 1983, cité par Neitsch et al., 2011). Le principe est que lorsque l'eau en excès sature la base d'un horizon, elle forme une nappe perchée temporaire. Le modèle estime alors le volume d'eau drainable stocké dans cette zone saturée sur le versant pour ensuite calculer le débit latéral.

$$SW_{ly,excess} = \frac{1000 \cdot H_o \cdot \phi_d \cdot L_{hill}}{2} \quad (\text{II. 25})$$

où $SW_{ly,excess}$ représente le volume d'eau drainable (mm) ; H_o , l'épaisseur relative de la zone saturée ($\text{mm}\cdot\text{mm}^{-1}$) ; ϕ_d , la porosité drainable du sol ($\text{mm}\cdot\text{mm}^{-1}$) ; et L_{hill} , la longueur du versant (m).

En réarrangeant cette équation, il est possible d'isoler l'épaisseur de la zone saturée H_o :

$$H_o = \frac{2 \cdot SW_{ly,excess}}{1000 \cdot \phi_d \cdot L_{hill}} \quad (\text{II. 26})$$

La porosité drainable de la couche de sol est elle-même calculée par l'équation suivante :

$$\phi_d = \phi_{soil} - \phi_{fc} \quad (\text{II. 27})$$

où ϕ_d représente la porosité drainable du sol ; ϕ_{soil} , la porosité totale ; et ϕ_{fc} , la porosité du sol remplie d'eau à la capacité au champ (toutes exprimées en $\text{mm} \cdot \text{mm}^{-1}$). Le volume d'eau drainable d'une couche saturée est alors défini comme :

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad (\text{II. 28})$$

où SW_{ly} est la teneur en eau effective de la couche pour un jour donné (mm) et FC_{ly} sa teneur en eau à la capacité au champ (mm). Finalement, le débit latéral net pour ce versant est estimé par l'équation suivante :

$$Q_{lat} = 24 \cdot H_o - v_{lat} \quad (\text{II. 29})$$

où Q_{lat} représente le débit latéral issu du versant (mm) et v_{lat} , la vitesse d'écoulement à son exutoire ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$).

Pour décrypter la dynamique de l'humidité du sol simulée par SWAT, nous avons déployé une stratégie d'analyse à double entrée. Le premier volet est spatial qu'il mobilise la puissance des outils SIG pour cartographier les régimes moyens saisonniers et annuels à toutes les échelles pertinentes (de l'URH au bassin versant). Mais pour le volet temporel, et spécifiquement pour la détection des sécheresses, la simple mesure de la teneur en eau brute montre ses limites car elle dépend trop de la texture du sol. Pour contourner ce biais, nous avons opté pour l'Anomalie de l'Humidité du Sol (SWA). Cet indicateur transforme la donnée brute en une signature statistique normalisée par rapport à l'historique climatologique du bassin (1977-2018). Calculé pour chaque unité hydrologique, le SWA exprime, en unités d'écart-type, à quel point la situation s'éloigne de la normale selon l'équation suivante :

$$SWA = \frac{SWC_i - SWC_{MN}}{STD} \quad (5.1)$$

où SWC_i est l'humidité du mois considéré, SWC_{mn} la moyenne historique pour ce mois, et STD l'écart-type. Concrètement, cette normalisation permet de s'affranchir de l'hétérogénéité des sols pour identifier, de manière objective et comparable, les épisodes où le déficit hydrique devient critique.

IV.5.1.5. Drainage profond et recharge de l'aquifère

L'eau qui percole sous la zone racinaire, que ce soit par un écoulement matriciel ou via des écoulements préférentiels (bypass-flows), contribue à la recharge des aquifères, qu'ils soient peu profonds ou profonds. Le modèle SWAT simule ce processus en tenant compte du temps de transfert de l'eau à travers la zone non saturée (vadose zone), un délai qui dépend principalement de la profondeur de la nappe et des propriétés hydrauliques des formations géologiques. Le calcul de la quantité d'eau qui atteint effectivement les aquifères chaque jour est ainsi modélisé comme un processus de transfert retardé, selon l'équation suivante :

$$W_{rchrg,i} = \left(1 - \exp\left[-\frac{1}{\delta_{gw}}\right]\right) \cdot W_{seep} + \exp\left[-\frac{1}{\delta_{gw}}\right] \cdot W_{rchrg,i-1} \quad (\text{II. 30})$$

où $W_{rchrg,i}$ représente la quantité de recharge atteignant l'aquifère au jour i (mm) ; δ_{gw} , le temps de retard ou de drainage des formations géologiques sus-jacentes (jours) ; W_{seep} , la quantité totale d'eau sortant de la base du profil de sol au jour i (mm) ; et $W_{rchrg,i-1}$, la quantité de recharge ayant atteint l'aquifère le jour précédent (jour $i-1$).

Le modèle SWAT calcule la quantité totale d'eau sortant de la base du profil de sol (W_{seep}) en la considérant comme la somme de deux processus d'écoulement distincts. Le premier flux est la percolation matricielle issue de la couche la plus profonde du profil ($W_{perc,ly=n}$), qui représente l'écoulement lent à travers la porosité du sol. Le second est l'écoulement préférentiel ou bypass-flow ($W_{crk,btm}$), qui simule le transit rapide de l'eau à travers les macropores du sol comme les fissures ou les galeries racinaires. L'addition de ces deux composantes est formalisée par l'équation suivante :

$$W_{seep} = W_{perc,ly=n} + W_{crk,btm} \quad (\text{II. 31})$$

IV.5.2. Configuration du modèle et discrétisation

La construction du modèle SWAT sur le bassin de l'Oued Isser a suivi un protocole séquentiel rigoureux, structuré en trois phases fondamentales (synthétisées en Figure II.4).

1. La Discrétisation Géométrique et Topologique :

L'initialisation du projet via l'interface ArcSWAT a reposé sur l'exploitation du MNT SRTM (30m). Au-delà d'une simple délimitation des frontières du bassin, cette étape a permis de générer la topologie du réseau hydrographique et de segmenter l'espace en sous-bassins versants. Ce découpage constitue le squelette structurel sur lequel s'appuie le routage des flux (Arnold et al., 2012).

2. La Caractérisation Fonctionnelle (HRU) :

La finesse de la modélisation semi-distribuée réside dans la définition des Unités de Réponse Hydrologique (HRU). Par une opération de croisement spatial des couches d'information (Pente / Occupation du Sol / Pédologie), le modèle identifie des entités territoriales homogènes. L'hypothèse centrale est que chaque HRU, possédant une combinaison unique de propriétés physiques, réagit de manière uniforme aux sollicitations climatiques, indépendamment de sa localisation précise dans le sous-bassin (Winchell et al., 2013).

3. Paramétrage des Processus et Séquencage Temporel :

Le moteur physique du modèle a été configuré pour utiliser la méthode du Curve Number (SCS-CN) pour le ruissellement de surface et l'équation de Penman-Monteith pour l'évapotranspiration potentielle, cette dernière étant jugée la plus robuste pour les contextes climatiques variables. Le transfert des écoulements dans le réseau a été simulé via l'algorithme du Stockage Variable (Variable Storage Routing). La fenêtre de simulation globale s'étend de 1974 à 2018. Toutefois, afin de s'affranchir de l'incertitude liée aux conditions initiales (état des stocks d'eau dans le sol et les aquifères au temps $t=0$), une période de mise en équilibre (Période de chauffe) de 3 ans (1974-1976) a été imposée. Par conséquent, l'analyse des résultats hydrologiques porte strictement sur la chronique de 42 années stabilisée (1977-2018)

Ce diagramme illustre la chaîne de traitement, allant de l'ingestion des matrices brutes (MNT SRTM, Données climatiques séculaires) jusqu'à l'analyse de sensibilité post-simulation. Contrairement à une approche linéaire classique, le protocole adopté ici intègre une boucle de rétroaction critique lors de la phase de définition des HRU ; cette étape permet d'ajuster la segmentation spatiale en fonction des réalités physiques observées sur les versants de

l'Oued Isser (pentes marneuses vs calcaires), garantissant que la discrétisation numérique ne trahisse pas la complexité géomorphologique du bassin.

IV.5.3. Choix des paramètres et plages de variation

Pour éviter le piège de l'équifinalité (où plusieurs jeux de paramètres donnent le même résultat pour de mauvaises raisons), nous avons restreint l'optimisation aux 14 paramètres les plus influents sur l'hydrologie des bassins semi-arides. Ce choix s'appuie sur la physique des processus dominants dans le bassin de l'Isser : le ruissellement hortonien sur les marnes (CN2), la dynamique des nappes alluviales (GW) et la forte évaporation estivale (ESCO/REVAP).

Le Tableau III.10 détaille ce jeu de paramètres, leur fonction dans le modèle et la justification physique de leur sélection.

Tableau IV.10 : Sélection des paramètres sensibles du modèle SWAT, définition physique et justification des plages de calibration pour le bassin de l'Isser.

Paramètre (Code SWAT-CUP)	Définition & Processus contrôlé	Justification Physique pour le Bassin de l'Isser
1. r__CN2.mgt	Numéro de Courbe SCS (Curve Number). Pilote la fraction de pluie transformée en ruissellement direct.	Crucial. Paramètre directeur pour les sous-bassins marneux imperméables du Haut-Isser. Il détermine la violence des crues éclaircies.
2. v__ALPHA_BF.gw	Facteur de récession du débit de base. Indique la vitesse de réponse de l'aquifère aux recharges.	Contrôle la vidange des nappes après l'hiver. Une valeur élevée reflète la réponse rapide des aquifères fissurés de l'Atlas Blidéen.
3. v__GW_DELAY.gw	Délai de recharge de la nappe. Temps (en jours) entre la sortie de la zone racinaire et l'entrée dans l'aquifère.	Simule l'inertie de la zone non saturée (zone vadose), importante dans les zones à croûte calcaire ou sols épais.
4. v__GW_REVAP.gw	Coefficient de Revap (Remontée capillaire). Eau pompée de la nappe vers la zone insaturée.	Spécifique Semi-Aride. Essentiel pour simuler le déficit hydrique estival où la végétation (racines profondes) puise directement dans la nappe alluviale.
5. v__REVAPMN.gw	Seuil d'eau pour la Revap. Niveau minimum de la nappe pour permettre les remontées capillaires.	Régule l'épuisement de la nappe en période de sécheresse prolongée (années 90).

Paramètre (Code SWAT-CUP)	Définition & Processus contrôlé	Justification Physique pour le Bassin de l'Isser
6. r__SOL_AWC().sol	Capacité de rétention en eau du sol. Volume d'eau disponible pour les plantes (Réserve Utile).	Déterminant pour les vastes zones de céréaliculture (Hautes Plaines) et la survie des vergers sans irrigation.
7. r__SOL_K().sol	Conductivité hydraulique à saturation. Vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol.	Très faible sur les vertisols et marnes (ruissellement favorisé) vs élevée sur les alluvions du Bas-Isser.
8. r__SOL_BD().sol	Densité apparente du sol (Bulk Density). Compaction du sol.	Influence l'espace poral disponible. Corrige les incertitudes liées aux données pédologiques statiques de l'INP.
9. v__ESCO.hru	Facteur de compensation de l'évaporation du sol.	Permet au modèle d'extraire l'eau des couches profondes du sol pour satisfaire la forte demande évaporative (Sirocco).
10. v__EPCO.hru	Facteur de compensation du prélèvement par les plantes.	Ajuste la capacité de la transpiration végétale lorsque les couches superficielles du sol sont sèches.
11. r__HRU_SLP.hru	Pente moyenne de l'HRU. Pilote la vitesse de l'écoulement latéral (subsurface) et le temps de concentration du ruissellement vers l'exutoire.	Accélérer les transferts d'eau latéraux (hypodermiques) et reproduire la dynamique rapide des crues observées.
12. v__CH_K2.rte	Conductivité hydraulique effective du lit principal.	Quantifie les pertes par infiltration le long de l'Oued (apports vers la nappe alluviale), notables dans la plaine de Lakhdaria.
13. v__CH_N2.rte	Coefficient de Manning (Lit majeur). Rugosité du canal principal.	Ralentit ou accélère l'onde de crue. Dépend de la végétalisation des berges (roseaux, tamaris).
14. r__SURLAG.bsn	Coefficient de retard du ruissellement de surface.	Gère le temps de concentration à l'échelle du sous-bassin, influencé par la rugosité du relief accidenté.
15. r__OV_N.hru	Coefficient de Manning (Ruissellement diffus).	Rugosité de la surface du sol avant d'atteindre le cours d'eau. Varie fortement selon l'occupation du sol (Forêt vs Sol nu).

1. Analyse de sensibilité globale et criblage

La démarche a débuté par une analyse de sensibilité globale (Global Sensitivity Analysis) opérée sur la période de calibration. L'objectif était de hiérarchiser l'influence des paramètres physico-chimiques sur la réponse hydrologique du bassin. Sur la base des tests statistiques de significativité (t-stat pour la sensibilité relative et P-Value pour la signifiante statistique), un criblage a été opéré. Seul le sous-ensemble des paramètres les plus influents a été retenu pour l'optimisation, tandis que les paramètres dérivés de données physiques fiables (caractéristiques pédologiques intrinsèques, forçages climatiques) ont été figés pour prévenir le risque de sur-paramétrage (over-parameterization).

2. Cycle d'itérations et convergence

Le processus de calibration automatique a été exécuté par séries de 500 à 1000 simulations (Latin Hypercube Sampling). À chaque itération, l'algorithme SUFI-2 explore l'espace des solutions pour identifier la combinaison de paramètres maximisant la fonction objectif (généralement le coefficient de Nash-Sutcliffe ou le R^2). Si les critères de performance statistiques ne sont pas atteints ($R^2 > 0.5$, $NS > 0.5$), les plages de variation des paramètres (Par_inf.txt) sont resserrées autour des meilleures solutions trouvées (New_pars.txt), et une nouvelle itération est lancée.

3. Validation croisée et diagnostic final

Une fois les critères d'efficience satisfaits, le jeu de paramètres calibré est verrouillé et appliqué à une période de temps indépendante (période de validation). Cette étape ultime permet de tester la capacité prédictive du modèle hors de sa fenêtre d'apprentissage, en vérifiant la robustesse des hydrogrammes simulés par rapport aux observations de terrain.

IV.5.4. Indicateurs d'incertitude et de performance du modèle

Toute modélisation hydrologique est entachée d'incertitudes qui peuvent provenir de multiples sources : les données d'entrée (forçage climatique), la structure conceptuelle du modèle, les données de mesure utilisées pour le calibrage, ou encore le processus de paramétrisation lui-même (Blöschl et al., 2013). L'algorithme SUFI2, utilisé dans cette étude, a l'avantage de quantifier l'impact global de ces incertitudes. Pour ce faire, il propage les plages d'incertitude des paramètres à travers le modèle pour générer non pas une seule

simulation, mais une enveloppe d'incertitude de la prédiction à 95 % (95PPU). Cette enveloppe représente l'intervalle dans lequel 95 % des sorties simulées devraient se situer, compte tenu des incertitudes. La qualité de ce calibrage incertain est alors évaluée par deux indicateurs statistiques : le P-factor, qui mesure la part des données observées qui est effectivement capturée par l'enveloppe 95PPU, et le R-factor, qui mesure l'épaisseur moyenne de cette enveloppe. L'objectif est de trouver un compromis optimal en maximisant le P-factor tout en minimisant le R-factor, afin d'obtenir une prédiction à la fois fiable et précise (Abbaspour, 2015).

Bien que le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE) et le coefficient de détermination (R^2) constituent les standards historiques, ils présentent une sensibilité excessive aux valeurs extrêmes (pics de crue), masquant parfois les erreurs sur les bas débits. Pour garantir une évaluation holistique de la performance du modèle, nous avons intégré deux métriques complémentaires :

1. Le Pourcentage de Biais (PBIAS)

Cet indicateur mesure la tendance moyenne des débits simulés à être supérieurs ou inférieurs aux observations.

$$PBIAS = \frac{\sum(Q_{obs} - Q_{sim}) \times 100}{\sum Q_{obs}}$$

Intérêt pour l'étude : Un PBIAS faible ($< \pm 15\%$) est crucial pour valider les volumes d'eau entrants dans les barrages de Koudiat Acerdoune et Beni Amrane. Un modèle avec un bon Nash mais un mauvais PBIAS serait inutile pour la gestion de la ressource.

2. Le Coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE)

Standard historique de la modélisation hydrologique, il évalue la capacité du modèle à reproduire la variance des observations.

$$NSE = 1 - \frac{\left(\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2\right)}{\left(\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - (\bar{Q})_{obs})^2\right)}$$

où Q_{obs} est le débit observé, Q_{sim} le débit simulé et $(\bar{Q})_{obs}$ la moyenne des observations. Un $NSE = 1$ indique une adéquation parfaite.

3. Le Kling-Gupta Efficiency (KGE)

Contrairement au Nash, le KGE décompose l'erreur en trois composantes distinctes : la corrélation (r), le biais (β) et la variabilité (α). L'utilisation du KGE nous permet de vérifier que le modèle SWAT reproduit non seulement le timing des crues, mais aussi la variabilité naturelle du régime hydrologique de l'Oued Isser, évitant ainsi un lissage artificiel des hydrogrammes.

$$KGE = 1 - \sqrt{\{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2\}}$$

où : r est le coefficient de corrélation de Pearson (dynamique temporelle).

α est le ratio de variabilité (écart-type simulé sur observé).

β est le ratio de biais (moyenne simulée sur observée).

IV.6. Conclusion

En définitive, l'architecture méthodologique déployée dans ce chapitre a permis de surmonter le défi de la raréfaction et de la discontinuité des données pour transformer des séries brutes hétérogènes en un système de modélisation cohérent. Le couplage des données géospatiales validées, d'un forçage climatique homogénéisé et d'une stratégie de calibration rigoureuse (bornes physiques, métriques KGE/PBIAS) constitue désormais un socle fiable pour réduire l'incertitude épistémique inhérente aux milieux semi-arides complexes.

Ce cadre numérique robuste nous autorise à dépasser la simple observation ponctuelle pour explorer, dans le chapitre suivant, la dynamique spatiale du bassin. Il servira de laboratoire virtuel pour reconstituer les débits naturels, un élément clé pour diagnostiquer les menaces pesant sur la durabilité des ouvrages hydrauliques du bassin de l'Oued Isser.

Chapitre IV

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Partie 01

Caractérisation et variabilité hydro-climatique

V.1. Introduction

Ce chapitre est consacré à l'analyse approfondie des données climatiques et hydrologiques du bassin de l'Oued Isser. Nous examinerons successivement la variabilité des précipitations, les températures, ainsi que les tendances statistiques des débits afin d'établir un diagnostic hydro-climatique préalable à la modélisation.

V.2. Caractérisation et variabilité hydro-climatique

V.2.1. Analyse de la pluviométrie

La caractérisation du régime pluviométrique constitue la pierre angulaire de toute étude hydrologique, particulièrement dans les hydrosystèmes méditerranéens où la variabilité de la ressource en eau dicte les contraintes de gestion. Cette section propose une analyse multi-échelle des précipitations sur le bassin versant de l'Oued Isser, allant de la vérification statistique des séries chronologiques à l'identification des gradients spatiaux structurants.

V.2.1.1. Diagnostic statistique et loi de distribution

Avant d'entreprendre toute investigation sur les tendances climatiques, la validation de la structure probabiliste des données est un prérequis méthodologique absolu. L'examen des diagrammes Quantile-Quantile (Q-Q plots) présentés en Figure IV.1 met en lumière une dichotomie fondamentale dans le comportement statistique des pluies selon l'échelle temporelle considérée. À l'échelle annuelle, l'alignement quasi-parfait des observations sur la droite de Henry (Figure IV.1b), corroboré par un test de Shapiro-Wilk affichant une P-Value de 0.42 (supérieure au seuil de risque de 0.05), confirme que les cumuls annuels obéissent à une loi Normale (Gaussienne). Cette régularité statistique suggère que, malgré la variabilité interannuelle, le système climatique régional conserve une certaine cohérence stochastique sur le long terme.

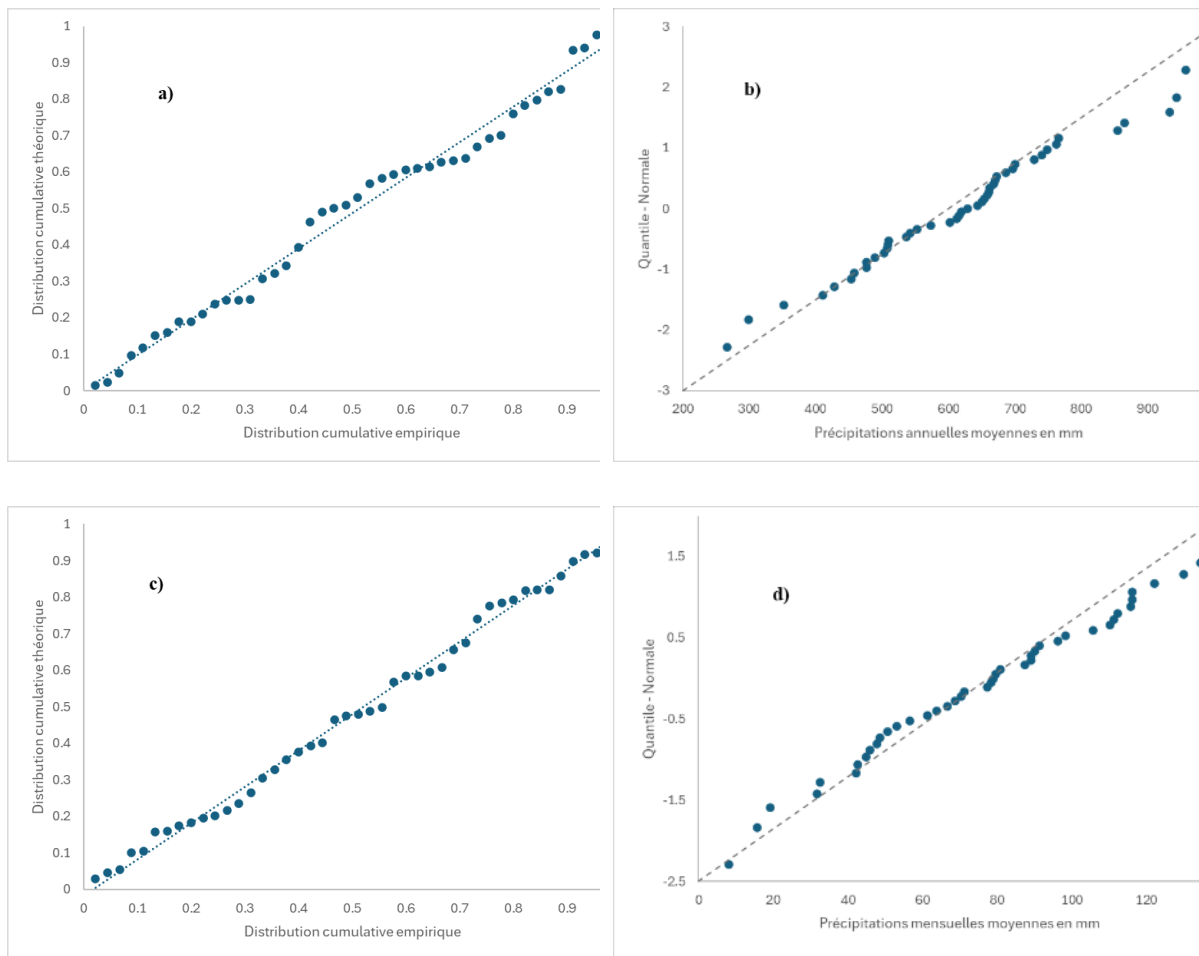


Figure V.1 : Analyse de la normalité des séries pluviométriques par diagrammes P-P et Q-Q plots aux échelles annuelle et mensuelle.

Notes : (a) diagramme probabilité-probabilité (P-P) pour les précipitations annuelles moyennes, (b) diagramme quantile-quantile (Q-Q) pour les précipitations annuelles moyennes, (c) diagramme probabilité-probabilité (P-P) pour les précipitations mensuelles moyennes, et (d) diagramme quantile-quantile (Q-Q) pour les précipitations mensuelles moyennes.

L'examen visuel des diagrammes de probabilité révèle une dichotomie fondamentale dans la structure stochastique des pluies du bassin. Sur les panneaux supérieurs (a et b), l'alignement quasi-parfait des observations annuelles le long de la bissectrice confirme l'hypothèse de normalité, validant ainsi l'usage de tests paramétriques pour l'analyse interannuelle. A contrario, la courbure sigmoïde observée sur les graphiques mensuels (c et d) trahit une distribution asymétrique, typique du régime méditerranéen où l'alternance binaire entre mois secs et humides impose l'utilisation de tests non-paramétriques robustes comme le test de Mann-Kendall.

L'évaluation visuelle simple a été réalisée à l'aide de deux types de graphiques, présentés à la Figure IV.1. Le premier est le diagramme P-P (probabilité-probabilité, Figure IV.1, panneaux a et c), qui compare la probabilité cumulative des données empiriques à celle d'une distribution normale idéale. Pour des données suivant une loi normale, la plupart des points doivent s'aligner sur une droite ou se situer à sa proximité immédiate. Sur cette base, les précipitations annuelles (panneaux a et b) semblent répondre aux critères d'une distribution normale. Le second type de graphique, le diagramme Q-Q (quantile-quantile, Figure IV.1, panneaux b et d), confirme cette observation pour les précipitations annuelles, puisque les valeurs observées sont distribuées à proximité de la droite de tendance d'une distribution normale théorique.

Bien que l'inspection visuelle soit facile à interpréter, elle peut s'avérer peu fiable dans certains cas et ne garantit pas la normalité de la distribution (Öztuna et al., 2006 ; Ghasemi et Zahediasl, 2012). C'est pourquoi un test statistique a été appliqué. Le Tableau IV.1 indique que la valeur p du test de Shapiro-Wilk pour les précipitations annuelles est de 0.9747, ce qui confirme que ces données suivent une distribution normale. En revanche, pour les précipitations mensuelles, la valeur p est inférieure à 0,001, indiquant que ces données ne sont pas normalement distribuées.

Tableau V.1 : Résultats du test de normalité de Shapiro-Wilk appliqué aux séries de précipitations annuelles et mensuelles.

Variable	Obs	Min	Max	Moy	Écart-type	W Shapiro-Wilk)	P-Value
Précipitations annuelles	45	266.88	956.72	616.67	158.75	0.9747	0.4238
Précipitations mensuelles	540	0.00	280.03	51.39	43.44	0,9101	< 0,001

L'examen de la normalité des séries pluviométriques (Tableau IV.1) met en évidence une dualité statistique fondamentale selon l'échelle temporelle considérée :

À l'échelle annuelle : Le test de Shapiro-Wilk affiche une statistique W élevée de 0.9747 et une p-value de 0.4238. Cette probabilité étant nettement supérieure au seuil de risque $\alpha=0.05$, l'hypothèse nulle (H_0) est acceptée. Cela confirme que les cumuls pluviométriques annuels

suivent une distribution Normale (Gaussienne). Cette régularité autorise l'utilisation de tests paramétriques pour l'analyse interannuelle.

À l'échelle mensuelle : La dynamique change radicalement. Le test rejette formellement l'hypothèse de normalité avec une p-value inférieure à 0.001. Cette distribution non-gaussienne reflète la forte saisonnalité du climat méditerranéen (alternance marquée entre mois secs et humides). Par conséquent, l'analyse des tendances à cette échelle nécessite impérativement l'usage de tests non-paramétriques robustes, tels que le test de Mann-Kendall.

De manière générale, l'analyse de la normalité des données, en particulier pour les séries chronologiques, est un prérequis et constitue la première étape avant toute analyse statistique. En effet, le choix d'un test statistique repose sur certaines hypothèses. Les tests paramétriques, par exemple, supposent que les observations sont issues d'une population à distribution normale. Par conséquent, les séries chronologiques des précipitations annuelles de cette étude étant normalement distribuées, des tests paramétriques peuvent leur être appliqués. En revanche, pour l'analyse des données de précipitations mensuelles, il est recommandé d'utiliser des tests non paramétriques.

Dynamique Temporelle

L'analyse des séries chronologiques sur la période 1974-2018 révèle un régime pluviométrique intrinsèquement instable, marqué par une forte variabilité interannuelle plutôt que par une dérive climatique linéaire. L'application du test de Mann-Kendall sur les précipitations annuelles. Il indique que, contrairement aux projections climatiques pessimistes souvent généralisées à l'échelle du Maghreb, le bassin de l'Oued Isser ne montre pas de tendance à la baisse statistiquement significative sur les 45 dernières années.

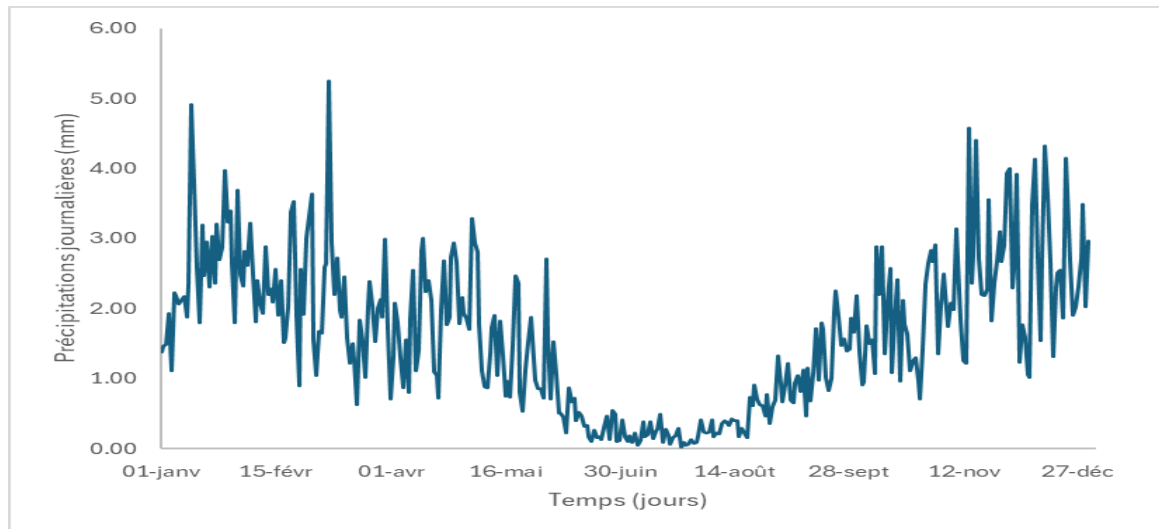


Figure V.2 : Régime pluviométrique journalier moyen et variabilité saisonnière sur la période d'étude (1974-2018).

Le diagramme ombrothermique synthétise la contrainte climatique majeure du bassin. L'intersection des courbes des précipitations (barres bleues) et des températures (courbe orange) délimite clairement la saison sèche. Celle-ci s'étale de mai à septembre, soit une durée de 5 mois où l'évaporation domine largement les apports. Cette fenêtre de déficit hydrique climatique correspond exactement à la période de croissance végétative maximale, imposant une irrigation d'appoint obligatoire pour les cultures d'été.

L'analyse du cycle intra-annuel illustré par la Figure IV.3 met en exergue la contrainte majeure de l'hydrosystème : l'asynchronisme entre l'offre et la demande climatique. Le pic pluviométrique, centré sur la fenêtre décembre-janvier (dépassant 70 mm/mois), survient lors de la dormance végétative, tandis que la saison estivale se caractérise par un déficit hydrique structurel quasi-absolu. Cette signature saisonnière, marquée par une amplitude thermique forte, confirme la classification semi-aride du bassin et préfigure les tensions sur la ressource en eau simulées ultérieurement par le modèle.

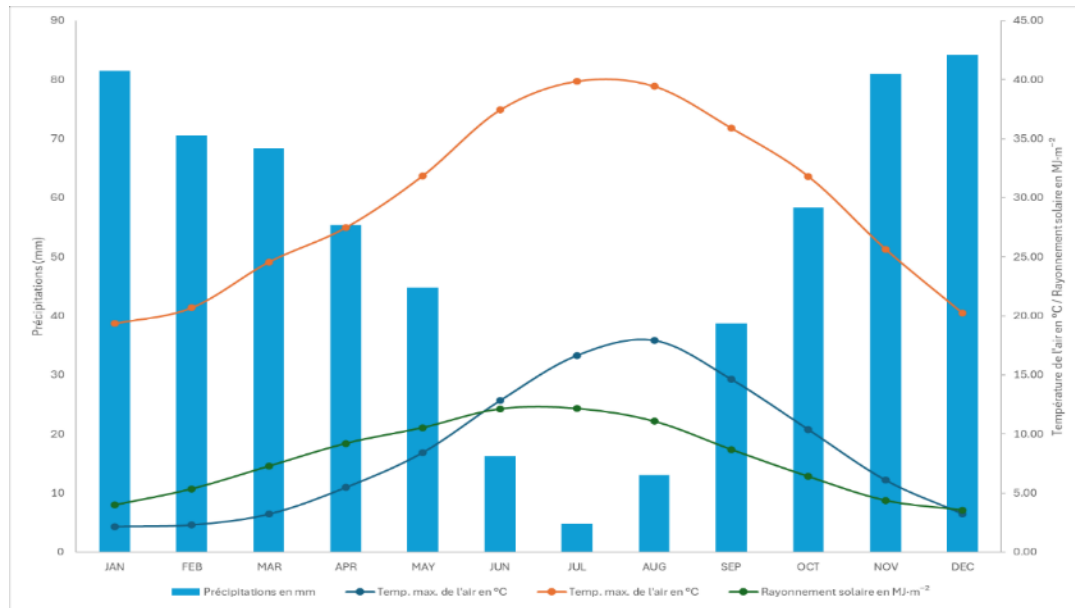


Figure V.3 : Diagramme ombrothermique moyen mensuel (P-T) caractérisant le régime climatique du bassin de l'Isse sur la période 1974-2018.

L'application du test de Mann-Kendall sur la période 1974-2018 (Tableau IV.2) révèle une stationnarité globale des précipitations sur le bassin versant, contredisant l'hypothèse d'une baisse linéaire généralisée :

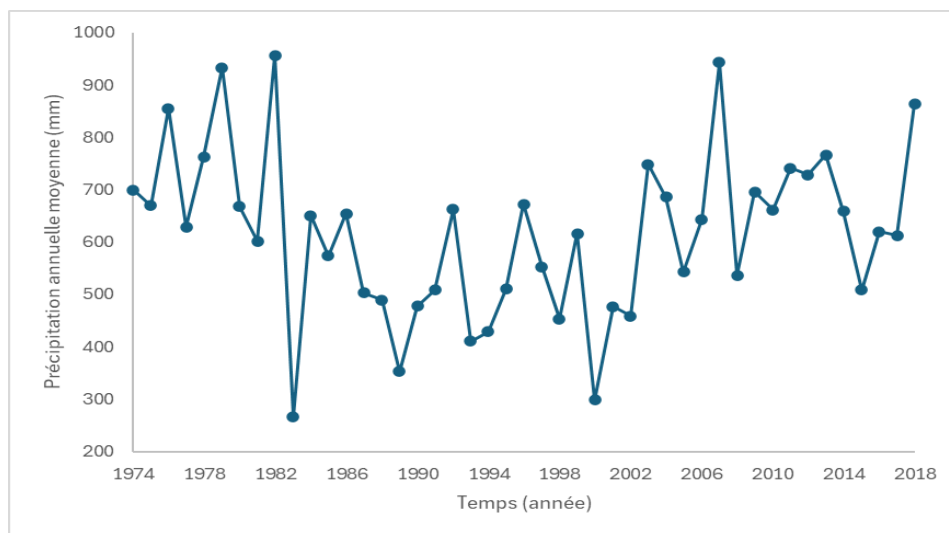


Figure V.4 : Analyse des tendances interannuelles des précipitations sur le bassin (Test de Mann-Kendall).

Tendance Annuelle : Le coefficient de Kendall (Tau) est extrêmement faible (0.024) et la p-value atteint 0.789. Cette valeur, très largement supérieure au seuil de significativité de 0.05,

indique une absence totale de tendance significative. Contrairement aux projections climatiques pessimistes, le bassin de l'Oued Isser ne montre pas de dérive pluviométrique à la baisse sur les 45 dernières années, mais plutôt une forte variabilité autour d'une moyenne stable.

Tableau V.2 : Synthèse des tests de tendance de Mann-Kendall sur les précipitations moyennes (Échelles annuelle et mensuelle).

Paramètres	Précipitations Annuelles	Précipitations Mensuelles
Tau de Kendall	0.024	0.040
Var(S)	7414.37	10450
valeur p	0.789	0.543
Pente de Sen	0.392	0.242

Bien que le Tau de Kendall et la pente de Sen soient légèrement positifs pour les deux échelles de temps, l'absence de significativité statistique (valeurs p très élevées) ne permet pas de conclure à une réelle tendance à la hausse. La Figure IV.5 illustre la variation de la série chronologique mensuelle des précipitations, dont l'évolution sur le long terme ne présente pas de tendance statistiquement avérée.

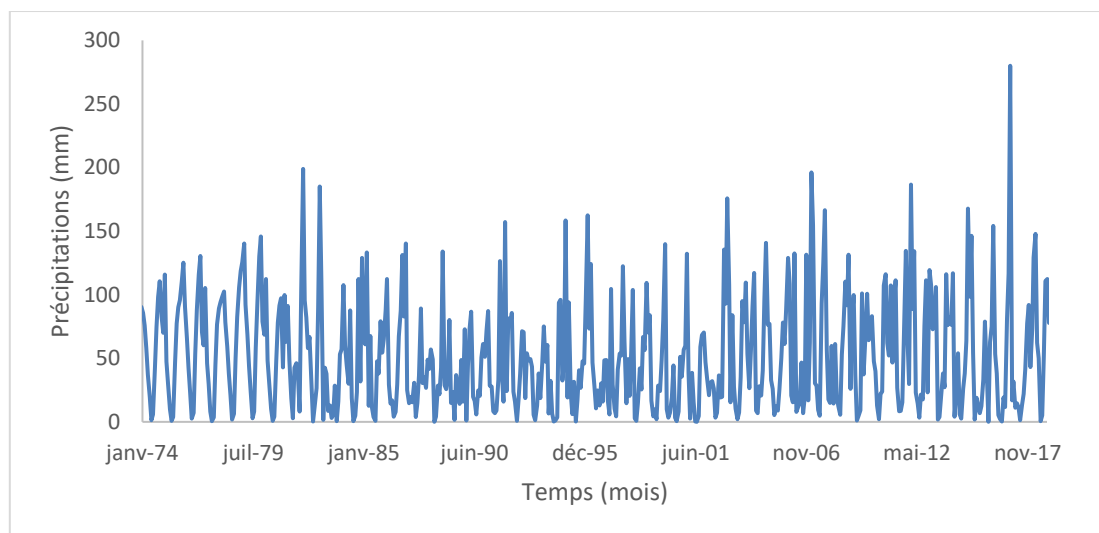


Figure V.5 : Analyse des tendances mensuelles des précipitations : mise en évidence de la variabilité saisonnière.

Tendance Mensuelle : Le même constat s'applique aux séries mensuelles ($\text{Tau} = 0.040$; $p\text{-value} = 0.543$). L'analyse statistique ne détecte aucune modification significative du régime mensuel moyen sur la période d'étude.

La contrainte climatique du bassin ne réside pas dans une diminution tendancielle de la ressource (les volumes restent stables statistiquement), mais dans son irrégularité interannuelle cyclique.

V.2.2. Analyse temporelle des sécheresses et des périodes humides (SPI)

La chronique de l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI-12), illustrée par la Figure IV.6, permet de caractériser la fréquence et l'intensité des anomalies climatiques :

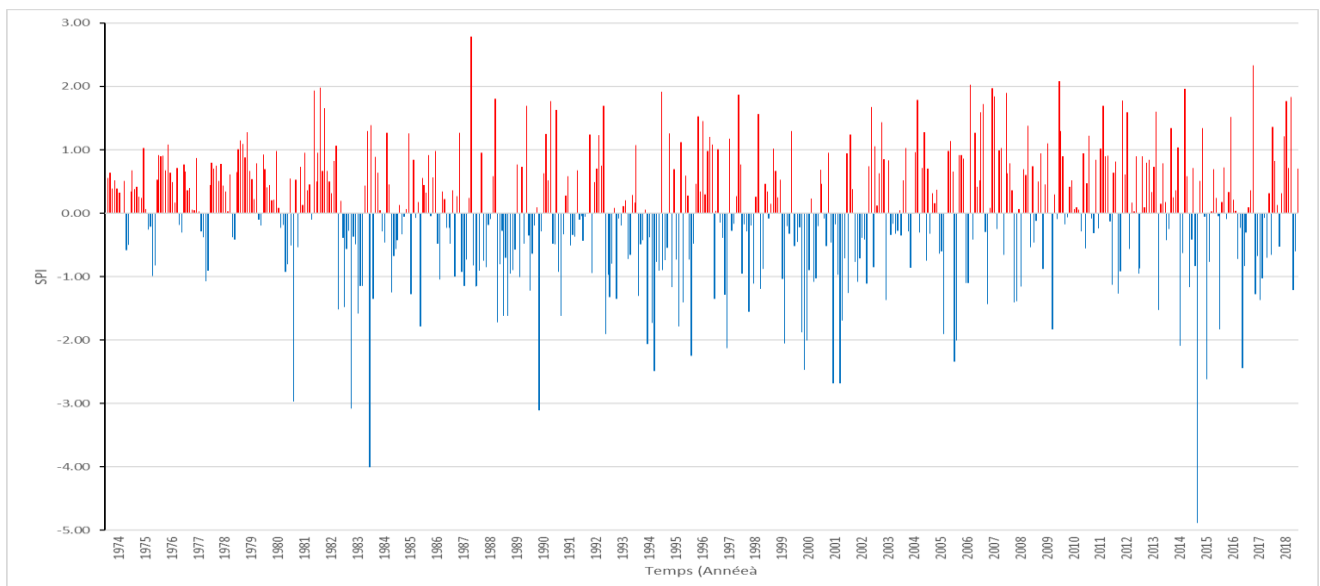


Figure V.6 : Évolution temporelle de l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI-12) et identification des séquences de sécheresse (1974-2018).

Le graphique met en évidence une alternance de cycles humides et secs, sans rupture de stationnarité définitive. On identifie clairement des séquences de sécheresse sévère (barres rouges descendant sous -1.5) qui correspondent aux crises hydriques majeures :

- La sécheresse du début des années 1980.
- La crise intense autour des années 2000-2002.
- Le déficit marqué sur la période récente (2015-2017).

Inversement, des pics humides (barres bleues > 1.5) sont observés, notamment autour de 2010-2012, démontrant la capacité de résilience du bassin et la reconstitution ponctuelle des réserves. Cette analyse confirme que la gestion de l'eau dans le bassin doit se focaliser sur la gestion de cette variabilité cyclique plutôt que sur une adaptation à une baisse linéaire supposée.

V.2.3. Analyse temporelle du SPI

L'examen de la chronique temporelle de l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI) agit comme un sismographe de l'histoire climatique récente du bassin. La trajectoire évolutive, illustrée par la Figure IV.6, met en lumière une rupture fondamentale dans le régime des précipitations. Si la décennie 1970 apparaît rétrospectivement comme une période de relative abondance (séquences humides dominantes), le système bascule brutalement au début des années 1980. Le graphique révèle l'installation d'une aridification systémique, marquée par la récurrence de cycles déficitaires profonds. Deux traumatismes hydriques majeurs se détachent nettement : la sécheresse inaugurale du début des années 1980, et surtout la crise sévère de la fin des années 1990 qui culmine autour de l'an 2000 avec des indices SPI plongeant sous le seuil critique de $-2,0$. Plus récemment, la réapparition d'un signal négatif fort sur la période 2015-2017 confirme que ces épisodes ne sont pas des accidents statistiques, mais des composantes structurelles de la variabilité climatique régionale, en phase avec la rupture de stationnarité observée à l'échelle du Maghreb.

Au-delà de la temporalité, la sécheresse ne frappe pas le territoire de manière uniforme. La spatialisation de l'indice SPI, présentée en Figure IV.7, permet de déconstruire la géographie des crises à travers l'analyse de quatre années témoins contrastées. L'année 2000, archétype de la crise hydrique, montre un déficit généralisé affectant la quasi-totalité du bassin, ne laissant aucun refuge hydrologique. À l'inverse, l'année 2005 illustre la capacité de résilience du système avec une reprise pluviométrique excédentaire, particulièrement vigoureuse sur la moitié Nord. L'analyse comparée des cartes de 2010 (année normale à humide) et 2015 (retour de la sécheresse) valide la persistance d'un gradient de vulnérabilité Nord-Sud. Même lors des épisodes déficitaires, les reliefs septentrionaux de l'Atlas Blidéen et du littoral parviennent souvent à atténuer l'intensité du stress hydrique grâce aux apports orographiques, tandis que les plaines centrales et méridionales, situées en position d'abri, subissent de plein fouet l'aridité, agissant comme le ventre mou du bassin face au risque climatique.

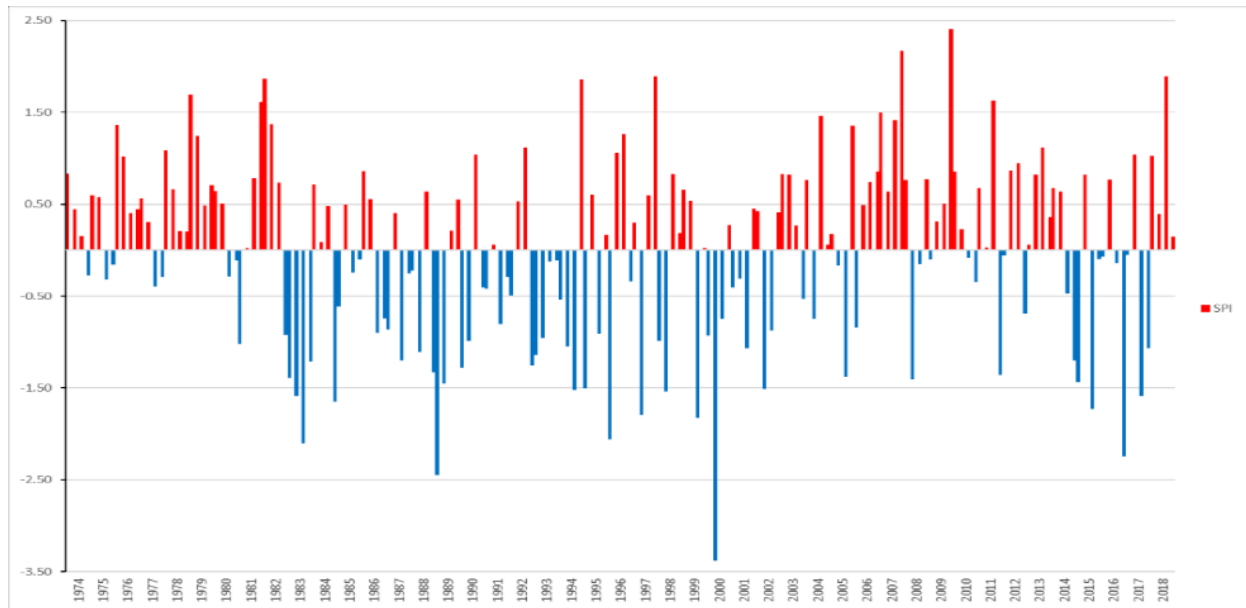


Figure V.7 : Spatialisation de l'indice SPI-12 pour quatre années hydrologiques caractéristiques (humide, normale et sèche).

La trajectoire temporelle du SPI-12 agit comme un sismographe de l'instabilité climatique régionale. Le graphique met en lumière une rupture nette au début des années 1980, marquant l'entrée du bassin dans une ère de précarité hydrique. Les séquences déficitaires (barres bleues vers le bas) ne sont plus des accidents isolés mais deviennent des composantes structurelles, avec des pics d'intensité critique observés en 2000 et 2017 où l'indice plonge sous le seuil de -2.0, témoignant d'une aridification systémique du climat nord-algérien.

Une fois le modèle validé hydrauliquement, il devient possible d'ouvrir la boîte noire pour quantifier comment les précipitations sont redistribuées entre l'atmosphère (ETP), le sol (SW) et l'exutoire (Q). À l'échelle moyenne interannuelle sur le bassin de l'Isser, le bilan simulé révèle que l'évapotranspiration réelle constitue le poste de sortie majeur, consommant plus de 65% des apports pluviométriques, ne laissant qu'une fraction réduite pour le ruissellement de surface et une recharge des aquifères marginale ($< 10\%$), typique des hydrosystèmes semi-arides du Maghreb (Tramblay et al., 2013).

V.2.4. L'évapotranspiration et le stress hydrique

L'évapotranspiration (ET) est une composante centrale des bilans d'eau et d'énergie à l'interface sol-plante-atmosphère. Ce terme combine l'évaporation physique depuis les surfaces de sol nu et les plans d'eau avec la transpiration, qui est le flux de vapeur d'eau

régulé biologiquement par les tissus végétaux (Allen et al., 1998). Sur le plan hydrologique, l'ET représente souvent le principal flux sortant du bilan d'eau continental ; à l'échelle planétaire, elle retourne près de 60% des précipitations terrestres vers l'atmosphère (Babkin, 2009). Cette importance est exacerbée dans les régions semi-arides comme le nord de l'Algérie, où l'ET peut consommer la quasi-totalité des précipitations annuelles, devenant ainsi le facteur limitant majeur de la ressource en eau disponible pour l'écoulement et la recharge des aquifères. Parallèlement, sur le plan énergétique, l'ET agit comme un climatiseur planétaire en dissipant une part substantielle de l'énergie solaire incidente lors du processus de vaporisation de l'eau. Enfin, sur le plan écologique, loin d'être une simple perte, la transpiration est le moteur indispensable de la photosynthèse et de la productivité des écosystèmes (Christensen et al., 2008). La quantification précise de ce flux complexe, à la croisée de la physique, de la biologie et de la climatologie, est donc un prérequis fondamental pour toute modélisation hydrologique et toute stratégie de gestion de l'eau dans un contexte de stress hydrique tel que celui du bassin de l'Oued Isser.

La très forte variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration s'explique par la complexité des contrôles qui s'exercent sur ce flux à l'interface du continuum sol-plante-atmosphère. La dynamique de l'ET peut être comprise comme une hiérarchie de facteurs limitants. Au premier ordre, elle est co-limitée par la disponibilité en énergie (le rayonnement solaire, qui fournit la chaleur nécessaire à la vaporisation) et la disponibilité en eau dans le sol (le carburant du système) (Western, et al., 2004). Or, dans un contexte semi-aride tel que celui du bassin de l'Oued Isser, cet équilibre est rompu : la contrainte hydrique est si forte que la disponibilité en eau devient le facteur de contrôle prépondérant, qui gouverne les grandes variations saisonnières et interannuelles de l'ET, bien plus que l'énergie qui est, elle, quasiment excédentaire (Zhao et al., 2014). À un second ordre, pour une disponibilité en eau et en énergie donnée, les caractéristiques du couvert végétal viennent finement moduler le flux de transpiration. Des paramètres comme la densité du couvert, mesurée par l'indice de surface foliaire (LAI), et surtout la régulation stomatique des plantes, qui contrôle la résistance à la diffusion de la vapeur d'eau, deviennent des facteurs discriminants à l'échelle locale, expliquant les différences d'ET entre types de végétation (Dzikiti et al., 2014; Zhang et al., 2016b).

En raison de la complexité des processus physiques et biologiques qu'elle intègre, la quantification de l'évapotranspiration (ET) constitue un défi méthodologique majeur en

hydrologie (Jovanovic and Israel, 2012; Zhao et al., 2013). Pour y répondre, un éventail de techniques de mesure expérimentale a été développé, opérant à différentes échelles spatiales. À l'échelle ponctuelle ou de la parcelle, des méthodes comme les lysimètres (qui mesurent directement le bilan d'eau d'un bloc de sol) ou les techniques de flux de sève (sap flow, qui isolent la transpiration d'une plante) fournissent des données d'une très grande précision mais d'une représentativité spatiale très limitée (Nouri et al., 2013). À l'échelle de l'écosystème local (quelques hectares), les méthodes micrométéorologiques, telles que la covariance des turbulences (Eddy Covariance), sont devenues la référence pour mesurer le flux total d'ET intégré sur une surface de quelques centaines de mètres de côté (Wang and Dickinson, 2012). Cependant, même ces techniques de pointe restent par nature locales et coûteuses, et ne peuvent capturer la forte hétérogénéité de l'ET à l'échelle d'un paysage ou d'un bassin versant. C'est pour opérer ce changement d'échelle et surmonter cette limitation spatiale que les approches par modélisation et télédétection sont devenues indispensables. Seules ces dernières offrent en effet la capacité de produire des estimations d'ET continues dans l'espace et dans le temps, ce qui est une condition sine qua non pour toute analyse hydrologique à l'échelle du bassin versant.

La dynamique spatio-temporelle de l'évapotranspiration a fait l'objet de nombreuses études à l'échelle globale, aboutissant au développement de produits satellitaires (e.g., Jung et al., 2010; Zhang et al., 2016a). Toutefois, ces produits, de par leur résolution spatiale souvent grossière, lissent inévitablement l'hétérogénéité des paysages et peinent à capturer les dynamiques fines à l'échelle d'un bassin versant. Leur application directe dans des contextes semi-arides complexes reste sujette à d'importantes incertitudes. Pour une région comme le nord de l'Algérie, la compréhension fine des interactions entre le sol, la végétation et le climat, qui gouvernent l'ET à l'échelle locale, demeure un prérequis que les approches globales (top-down) ne peuvent satisfaire. Face à la rareté des études locales, cette recherche vise à combler cette lacune en mobilisant le modèle agro-hydrologique SWAT. L'approche bottom-up (physique spatialisée) adoptée ici a pour objectif de fournir une estimation robuste et spatialement explicite de la dynamique de l'ET à l'échelle du bassin de l'Oued Isser.

Face au constat que l'évapotranspiration demeure une « boîte noire » dans le bilan hydrique local, le présent chapitre se donne pour objectif principal de caractériser ce flux majeur. Au-delà de la simple quantification, il s'agira d'évaluer le niveau de stress hydrique structurel du bassin. Pour ce faire, nous abandonnons les indices de végétation satellitaires (NDVI) pour

nous concentrer exclusivement sur la réponse hydrologique du sol. L'analyse confrontera la demande climatique (ET Potentielle) à la réponse réelle simulée par le modèle (ET Réelle), permettant ainsi d'identifier les zones de déficit hydrique chronique et d'analyser leur propagation vers les réserves du sol via l'Anomalie d'Humidité du Sol (SWA).

V.3. Résultats analyse des composantes du bilan hydrique

Au sein du bassin versant, l'humidité du sol ne se limite pas à un simple stock d'eau temporaire ; c'est en réalité le véritable chef d'orchestre des processus hydrologiques. On peut la voir comme une variable pivot. D'un point de vue purement hydrologique, elle agit un peu comme une vanne ou un interrupteur tant que le sol n'a pas atteint un certain seuil de saturation, il absorbe les précipitations et recharge les nappes. Mais dès que ce seuil est franchi, le système bascule et génère du ruissellement, déclenchant potentiellement des crues (Endale et al., 2006). Mais son influence va plus loin, surtout dans nos contextes semi-arides. Pour la végétation, l'humidité du sol est le facteur limitant absolu. C'est elle qui détermine si les plantes peuvent transpirer et croître. En contrôlant ainsi la vigueur du couvert végétal, elle finit par réguler l'évapotranspiration et, par ricochet, elle modifie les températures locales et le microclimat (Seneviratne et al., 2010). Comprendre l'évolution spatiale et temporelle de cette humidité est donc bien plus qu'un exercice technique : c'est la seule façon de saisir comment l'eau, les plantes et le climat interagissent réellement sur le terrain.

Comment l'eau se répartit-elle réellement dans les sols à l'échelle d'un bassin versant ? Pour le comprendre, il faut visualiser un dialogue constant entre deux dynamiques opposées. D'un côté, il y a les échanges verticaux ; c'est le bilan local immédiat, dicté par le climat (la pluie qui tombe, l'évaporation qui reprend) et modéré par la nature du sol et l'appétit en eau de la végétation (Williams et al., 2009). Mais si on s'arrêtait là, on aurait une image faussée de la réalité. C'est ici que la topographie entre en jeu et redistribue les cartes via les flux latéraux. Le relief ne fait pas que porter le sol, il organise le mouvement de l'eau (Western et al., 2004). Plusieurs mécanismes s'activent alors simultanément : la pente accélère le drainage, tandis que l'exposition au soleil crée des contrastes saisissants entre les versants nord, plus humides, et les versants sud, plus secs. De plus, la forme même du terrain joue un rôle de collecteur donc l'eau fuit naturellement les zones convexes pour converger et s'accumuler dans les creux et les bas de pente (Zhao et al., 2011). Au final, la carte d'humidité que nous observons est le résultat complexe de cette interaction entre ce qui tombe du ciel (contrôles verticaux) et la manière dont le paysage le digère et le déplace (contrôles latéraux).

Pour quantifier cette variable clé, l'hydrologue se trouve face à un arbitrage méthodologique entre précision locale et couverture spatiale. Historiquement, la référence absolue reste la méthode gravimétrique (mesure directe). Le principe est rustique mais infailible qu'on prélève, on pèse, on sèche à l'étuve. C'est le seul moyen de connaître la quantité d'eau réelle, sans biais (Bittelli, 2011). Mais cette précision a un coût : c'est une méthode destructive, chronophage et qui ne donne qu'une information ponctuelle, difficilement généralisable (Romano, 2014). C'est pour sortir de cette impasse que les méthodes indirectes ont été développées. L'idée est astucieuse plutôt que d'extraire l'eau, on mesure une propriété physique du sol qu'elle modifie, comme la constante diélectrique. Cela a donné naissance à tout un arsenal d'outils de terrain, allant des sondes TDR classiques aux techniques de géophysique plus avancées (Cepuder et al., 2008). Ces instruments sont excellents pour suivre l'évolution temporelle en un point précis, mais ils restent myopes à l'échelle d'un grand bassin versant. C'est là que la télédétection change véritablement la donne. En observant la surface depuis l'espace, elle s'affranchit des limites du terrain et devient le seul outil capable de fournir une vision synoptique et répétée de l'humidité sur l'ensemble du territoire.

La reconnaissance de l'humidité du sol comme Variable Climatique Essentielle par le GCOS en 2010 a marqué un tournant. Si elle a permis l'émergence de produits satellitaires d'envergure, tels que ceux de l'ESA-CCI, elle a aussi mis en lumière un paradoxe frustrant pour le gestionnaire local le fameux fossé d'échelle. Ces données globales, bien qu'inestimables pour climatologues, restent souvent trop grossières pour piloter la gestion de l'eau à l'échelle d'un bassin versant. Ce problème est d'autant plus aigu en Algérie où, faute de réseau de mesure in situ, l'hydrologue est souvent aveugle quant à la réalité précise du terrain, sans moyen de désagréger ou de valider ce que voient les satellites. Face à ce vide observationnel, la modélisation hydrologique spatialisée ne s'impose pas seulement comme une méthode, mais comme la seule alternative viable. Plutôt que de regarder d'en haut, elle adopte une logique inverse qu'elle reconstruit numériquement l'état hydrique en partant des caractéristiques physiques du milieu. C'est le cœur de notre démarche. En utilisant le modèle SWAT, nous cherchons à simuler la dynamique fine de l'eau dans la zone racinaire du bassin de l'Oued Isser, en décryptant comment chaque type de sol, chaque pente et chaque usage des terres influence cette réserve. Pour qualifier les états de sécheresse, nous nous appuierons spécifiquement sur l'Anomalie de l'Humidité du Sol (SWA), un indicateur capable de révéler les déficits invisibles à l'œil nu.

V.3.1. Analyse préliminaire des données

Avant de se lancer dans l'analyse des tendances, une étape de diagnostic statistique s'imposait pour vérifier la nature de la distribution de nos séries d'humidité du sol. Cette vérification a croisé l'inspection visuelle des diagrammes de probabilités (P-P et Q-Q plots, Figure IV.8) avec la rigueur numérique du test de Shapiro-Wilk (Tableau IV.3). L'analyse révèle une dualité intéressante selon l'échelle temporelle considérée.

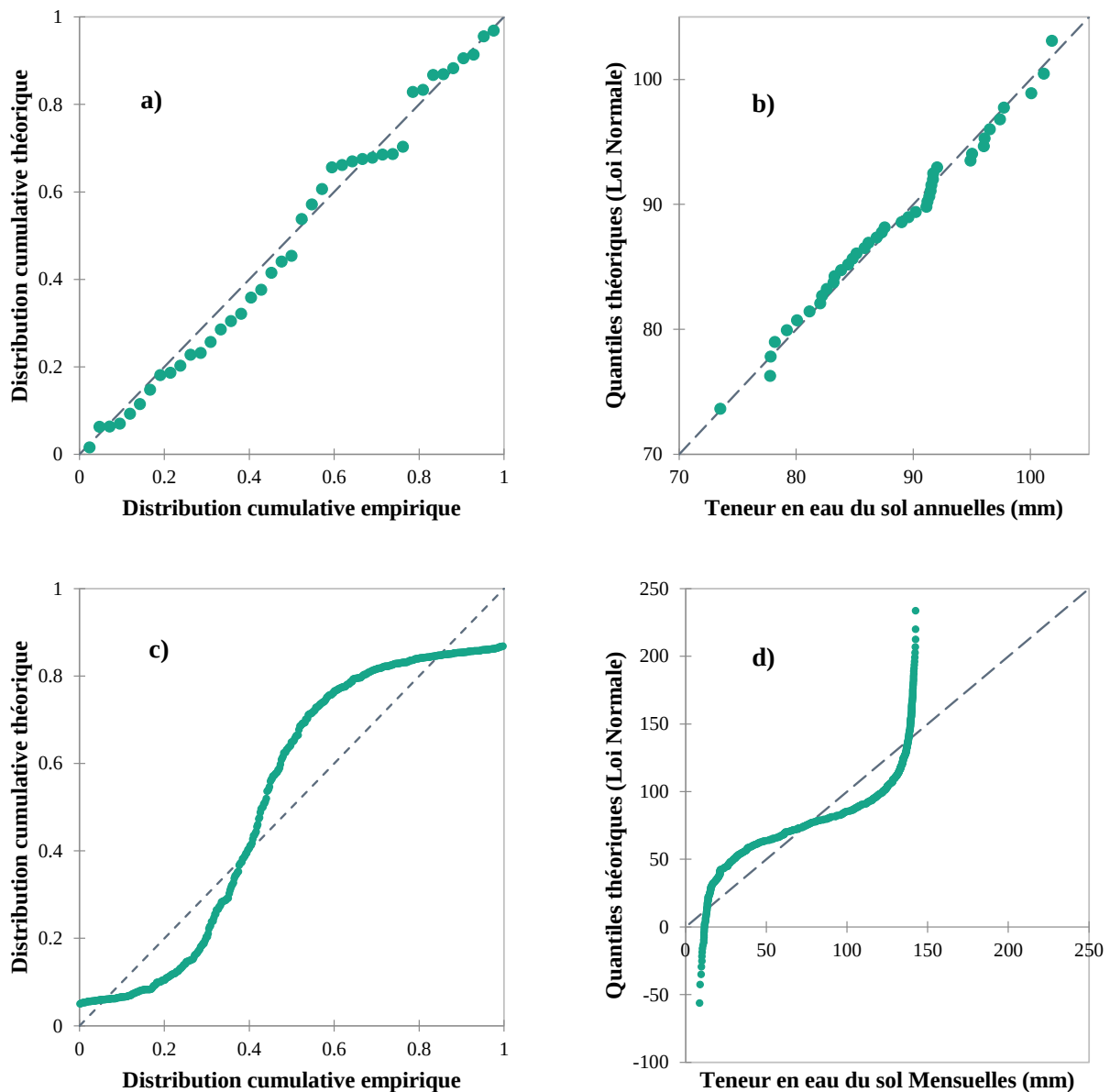


Figure V.8 : Vérification de la normalité des distributions de la teneur en eau du sol simulée (SWC) par diagrammes Q-Q plots.

Notes : (a) Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour la teneur en eau du sol moyenne annuelle, (b) Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour la teneur en eau du sol moyenne annuelle, (c)

Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour la teneur en eau du sol moyenne mensuelle, (d)
Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour la teneur en eau du sol moyenne mensuelle.

À l'échelle annuelle, le comportement hydrique du bassin suit une régularité surprenante : l'alignement quasi-parfait des points sur la droite de Henry (Figures IV.8a et IV.8b) et une P-Value élevée (0,721) confirment que la variabilité interannuelle obéit à une loi Normale (gaussienne).

En revanche, la dynamique change radicalement dès que l'on passe au pas de temps mensuel. Ici, les graphiques (Figures IV.8c et IV.8d) montrent une nette déviation en forme de S, typique d'une distribution asymétrique, ce que confirme sans ambiguïté le rejet de l'hypothèse de normalité (P-Value < 0,0001).

Tableau V.3 : Diagnostic de normalité des séries simulées de teneur en eau du sol (SWC) aux pas de temps annuel et mensuel.

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	Test de Shapiro-Wilk	
						W	P-Value
Annuelles	42	73.53	101.84	88.36	6.98	0.982	0.721
Mensuelles	504	8.85	142.67	88.64	48.46	0.844	< 0.0001

Face à cette hétérogénéité statistique où l'annuel est normal mais le mensuel ne l'est pas et par souci de cohérence méthodologique pour l'ensemble de l'étude, nous avons privilégié l'usage de tests non-paramétriques (comme Mann-Kendall). Ces derniers présentent l'avantage d'être robustes quelle que soit la distribution sous-jacente. En note que pour une interprétation hydrologique juste, il faut garder à l'esprit que la teneur en eau simulée par SWAT représente ici la fraction de la Réserve Utile (RU). Nos analyses se concentrent donc sur l'eau biodisponible, en excluant le stock mort situé sous le point de flétrissement.

V.3.2. Dynamique saisonnière et tendances de la teneur en eau

L'examen des variations temporelles de l'eau dans la zone racinaire révèle une signature hydrologique marquée par le climat méditerranéen. Comme l'illustre la Figure IV.9, le poulx du bassin suit une trajectoire sinusoïdale d'une régularité frappante : saturation hivernale (140 mm) suivie d'une vidange estivale drastique atteignant un seuil critique (15-20 mm) en

août. Cette contrainte saisonnière forte dicte le calendrier agricole régional, un phénomène largement documenté dans les bassins du Maghreb (Tramblay et al., 2014).

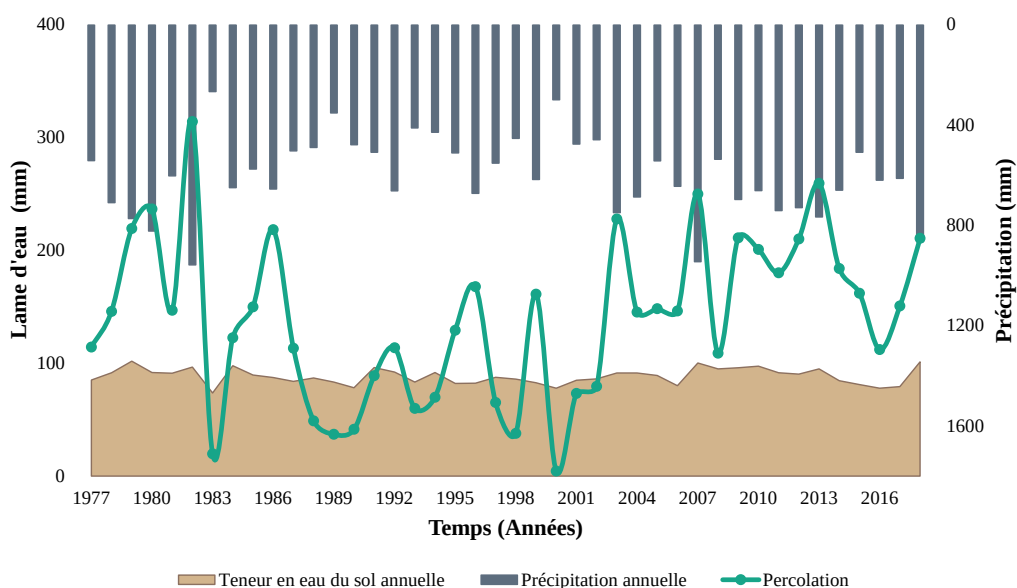


Figure V.9 : Dynamique interannuelle du stock d'eau moyen sur la période 1977-2018.

C'est l'analyse fine des flux (Figure IV.10) qui révèle la véritable stratégie de survie de cet écosystème.

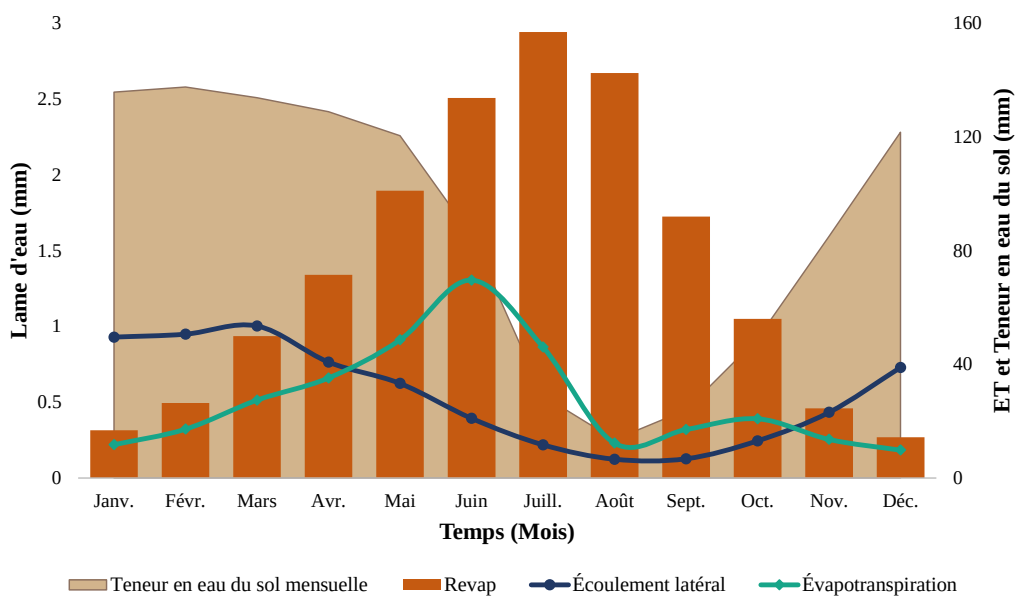


Figure V.10 : Cycle saisonnier moyen de la teneur en eau du sol et contributions des flux de percolation et de remontée capillaire (Revap).

Il est important de noter ici une subtilité graphique : les volumes de remontée capillaire (Revap) et de percolation sont magnifiés par un facteur 10 pour être lisibles. Cela indique que nous sommes en présence de flux faibles en valeur absolue, mais stratégiques. En été, alors que le sol de surface est épuisé, cette Revap s'active telle une perfusion souterraine. Bien que modeste en quantité, ce flux ascendant est vital : nos simulations montrent qu'il assure entre 9 % (en été) et 32 % (au printemps) des besoins en évapotranspiration.

Ce résultat est remarquablement cohérent avec la littérature scientifique sur les zones semi-arides, où les flux souterrains sont souvent faibles mais décisifs. Il corrobore les travaux d'Adrià Barbeta et Peñuelas (2017) ou de Balugani et al. (2017), qui ont démontré que même des contributions capillaires minoritaires sont suffisantes pour éviter l'embolie hydraulique des arbres (comme l'olivier) en période de sécheresse sévère

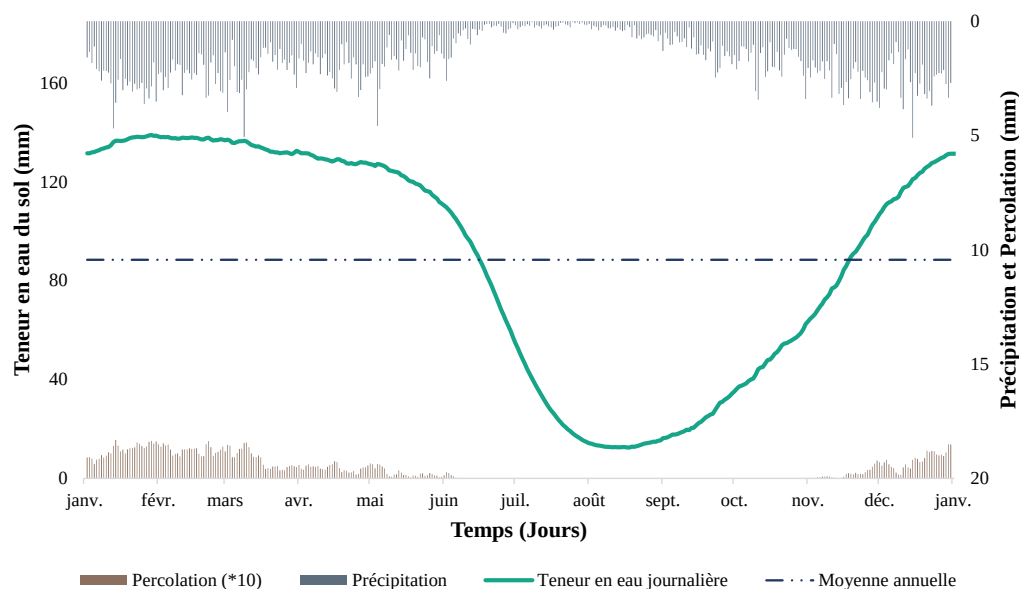


Figure V.11 : Dynamique interannuelle comparée des flux entrants (Précipitation, Percolation) et de la teneur en eau du sol (Stock).

Cependant, l'analyse des tendances historiques (1977-2018) lance un avertissement (Tableau IV.4). La composante Revap affiche une tendance négative hautement significative ($p < 0.01$), avec un déclin moyen de 1,1 mm par an. Ce signal suggère que la nappe superficielle s'éloigne progressivement de la zone racinaire. Cette rupture progressive du lien sol-nappe, en écho aux constats globaux de Yeh et Famiglietti (2009), menace directement la capacité de résilience du bassin face aux étés futurs.

V.3.3. Dynamique verticale et stratification de l'eau du sol

L'analyse de la distribution verticale de l'eau (Figure IV.12) met en lumière la mécanique interne du sol face au climat méditerranéen. On observe d'abord une Couche 1 (horizon de surface, courbe orange) extrêmement réactive. En hiver et au printemps, elle agit comme le premier réceptacle des précipitations, atteignant rapidement des niveaux de saturation proches de 0,12 mm/mm. Cependant, sa capacité de rétention s'effondre dès l'arrivée des chaleurs : soumise à l'évaporation directe et au prélèvement racinaire intense, elle se vide littéralement pour frôler le zéro absolu en juillet. Ce comportement nerveux est typique des horizons superficiels en zone semi-aride, où l'évaporation atmosphérique dicte sa loi, un phénomène décrit classiquement dans les modèles de Ritchie (1972) sur l'évaporation en deux étapes.

Le phénomène le plus marquant reste cependant l'inversion estivale des profils. Si l'on regarde attentivement le mois de juin, on constate un croisement des courbes : la Couche 2 (horizon profond, courbe grise) devient plus humide que la surface. Alors que la couche 1 est calcinée, la couche 2 conserve une humidité résiduelle significative (autour de 0,03 - 0,04 mm/mm au cœur de l'août). Cette résilience s'explique par l'effet tampon du sol : la profondeur protège l'eau de l'évaporation directe. Ce résultat valide la physique de notre modèle SWAT et s'aligne avec les observations de Da Silva et al. (2019) en milieu méditerranéen, qui montrent que les horizons profonds agissent comme un refuge hydrique différé, découplé de la demande atmosphérique immédiate.

D'un point de vue agronomique, cette stratification a des conséquences majeures pour le bassin de l'Oued Isser. La très forte variabilité de la Couche 1 (qui passe de l'inondation à l'aridité totale) confirme la vulnérabilité extrême des cultures céréalières à enracinement superficiel (blé, orge) dès la fin du printemps. À l'inverse, la stabilité relative de la Couche 2 (qui ne descend jamais à zéro) justifie la prédominance historique de l'arboriculture (oliviers, figuiers) dans la région. Ces espèces, grâce à leur système racinaire pivotant, sont les seules capables d'aller chercher cette eau cachée en profondeur, exploitant l'inertie thermique du sol pour traverser l'été, une stratégie d'adaptation documentée par Jackson et al. (2000) sur les écosystèmes à enracinement profond.

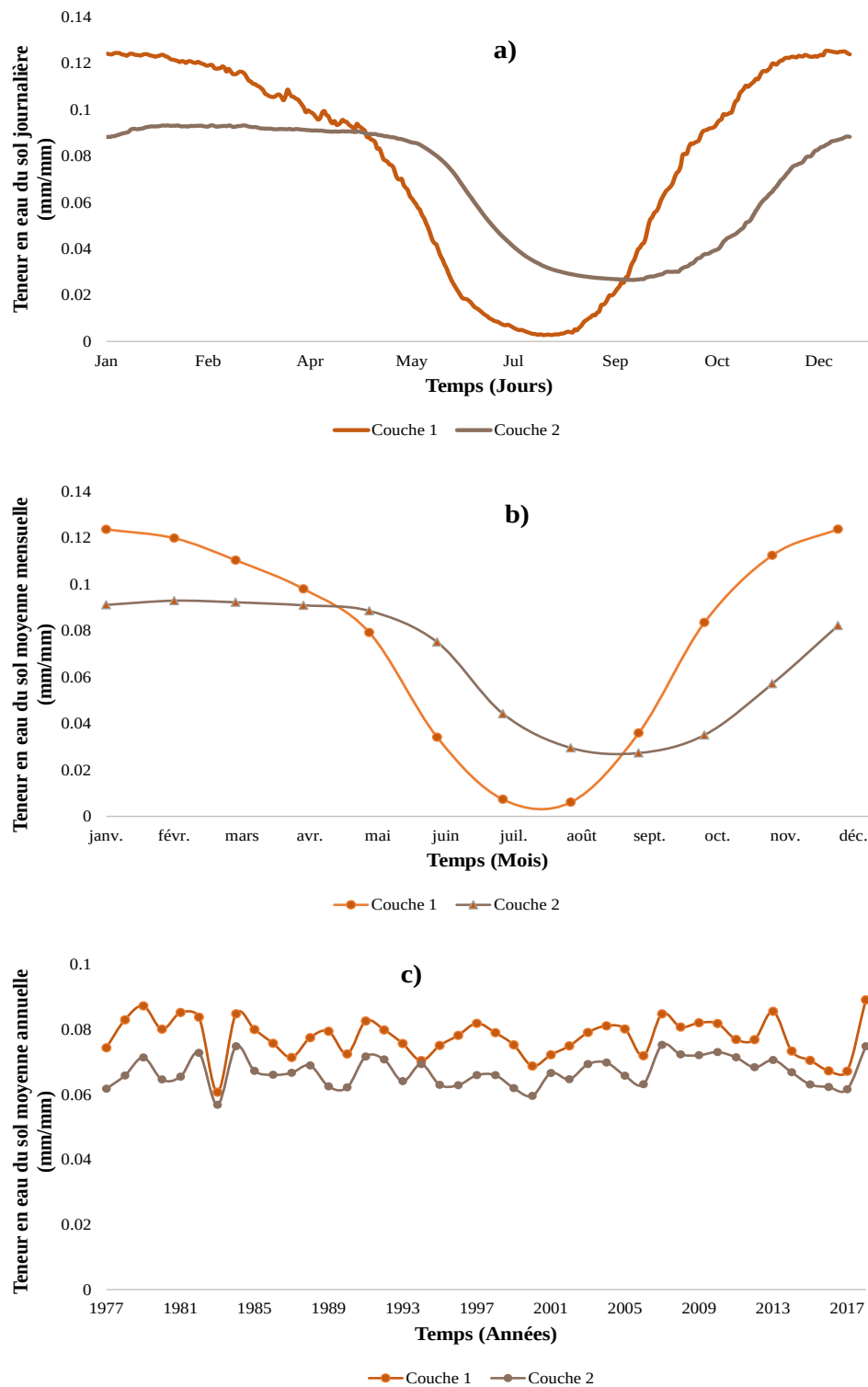


Figure V.12 : Profil vertical de l'humidité du sol : dynamique comparée des couches de surface et profondes (moyennes mensuelles).

Note : Évolution de la teneur en eau pour la couche 1 et la couche 2, exprimée en fraction de la Réserve Utile (RU), selon trois échelles temporelles : a) Moyennes journalières interannuelles, b) Moyennes mensuelles interannuelles, c) Série chronologique annuelle sur la période 1977–2018.

Tableau V.4 : Analyse des tendances (Mann-Kendall) pour les composantes du stock d'eau : SWC, Percolation et Remontée capillaire (Revap).

Paramètres	Moyennes Annuelles			Moyennes Mensuelles		
	SWC	Percolation	Revap	SWC	Percolation	Revap
Tau de Kendall	-0.052	0.168	0.354	-0.00036	0.006	0.021
S	-45	145	305	-46	663	2608
Var(S)	8514	8514	8514	14267092	11311975	14267092
P-Value (bilatérale)	0.633	0.119	0.001	0.990	0.844	0.490
alpha	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05

L'analyse statistique des séries chronologiques de la teneur en eau du sol (SWC) et de la percolation ne révèle aucune tendance significative, que ce soit à l'échelle annuelle ou mensuelle. Pour le SWC, la P-Value annuelle (0.633) et le Tau de Kendall proche de zéro (-0.052) confirment la stationnarité de la série. Cela indique que, malgré la variabilité des précipitations observée précédemment, la capacité de rétention du sol joue parfaitement son rôle de tampon, maintenant un stock moyen stable sur la période d'étude. De même, la Percolation (P-Value = 0.119) ne montre pas de dérive significative. Bien que le Tau soit positif (0.168), suggérant une très légère augmentation, celle-ci n'est pas statistiquement avérée au seuil de confiance de 95%. La recharge des aquifères par percolation reste donc structurellement dépendante des événements pluvieux sans montrer de tendance lourde à la hausse ou à la baisse sur le long terme.

Tableau V.5 : Statistiques descriptives de la teneur en eau du sol simulée selon la profondeur (Couches 1 et 2) et l'échelle temporelle.

Échelles de temps	Couche 1		Couche 2	
	Min	Max	Min	Max
Journalière	0.0027	0.1255	0.0266	0.0933
Mensuelle	0.0061	0.1238	0.0273	0.0930
Annuelle	0.0608	0.0892	0.0569	0.0754

La lecture de ce tableau met en lumière le fonctionnement hydrique différencié du sol. La Couche 1 (surface) présente des variations extrêmes (de 0.0027 à 0.1255 mm/mm), agissant comme une interface réactive directement soumise à l'évaporation. À l'inverse, la Couche 2 montre une amplitude plus réduite et des valeurs minimales plus élevées (0.0266). Cette inertie de la couche profonde est fondamentale : elle indique que même lorsque la surface est totalement desséchée, l'horizon profond conserve une humidité résiduelle accessible aux racines pivotantes des cultures pérennes (oliviers, vignes), assurant leur survie durant l'été.

Il est intéressant de noter que cette tendance lourde sur la Revap disparaît à l'échelle mensuelle (P-Value = 0.490). Cela s'explique par la forte saisonnalité du climat méditerranéen : la variabilité intra-annuelle (différence entre hiver et été) est tellement forte qu'elle masque la tendance de fond. C'est uniquement en intégrant le bilan sur l'année (échelle annuelle) que le signal de l'intensification de la remontée capillaire devient visible et statistiquement robuste.

V.4. Distribution spatio-temporelle et dynamique de l'évapotranspiration

Avant de lancer les tests de tendance, nous avons soumis nos séries chronologiques d'évapotranspiration à un examen de normalité rigoureux. En croisant l'inspection visuelle des graphiques (Figure IV.13) avec les verdicts statistiques du Tableau IV.5, on retrouve cette même dualité statistique observée précédemment. D'un côté, l'échelle annuelle se comporte sagement : les données suivent une distribution en cloche classique (Gaussienne), ce qui autoriserait théoriquement l'usage de statistiques paramétriques standards. Mais de l'autre côté, l'échelle mensuelle raconte une tout autre histoire. Ici, la distribution est clairement biaisée et ne répond plus aux critères de normalité. Face à ce constat mixte, nous avons pris une décision de cohérence méthodologique. Plutôt que de jongler avec deux types de tests différents selon l'échelle de temps, nous avons choisi d'appliquer uniformément des tests non-paramétriques (Mann-Kendall). C'est le choix de la sécurité et de la robustesse : ces tests sont parfaitement capables d'analyser les données annuelles propres, tout en étant les seuls valides pour traiter les irrégularités des données mensuelles.

V.4.1. Diagnostic statistique

Avant d'aborder la spatialisation, la caractérisation statistique des séries simulées est indispensable. L'examen des diagrammes de probabilité (Figure IV.13) révèle une

dichotomie fondamentale dans la structure stochastique de l'évapotranspiration. À l'échelle annuelle (panneaux a et b), la distribution des points suit fidèlement la droite de Henry, validant l'hypothèse de normalité avec une robustesse remarquable (Test de Shapiro-Wilk, $W=0.98$). Cette régularité indique que le cumul annuel d'évapotranspiration est une variable conservative, tamponnée par l'inertie thermique et hydrique du bassin. En revanche, l'échelle mensuelle (panneaux c et d) expose une rupture nette : la courbure sigmoïde observée sur le diagramme Quantile-Quantile traduit la forte saisonnalité du climat méditerranéen, où l'ET oscille entre un régime limité par l'énergie en hiver et un régime limité par l'eau en été.

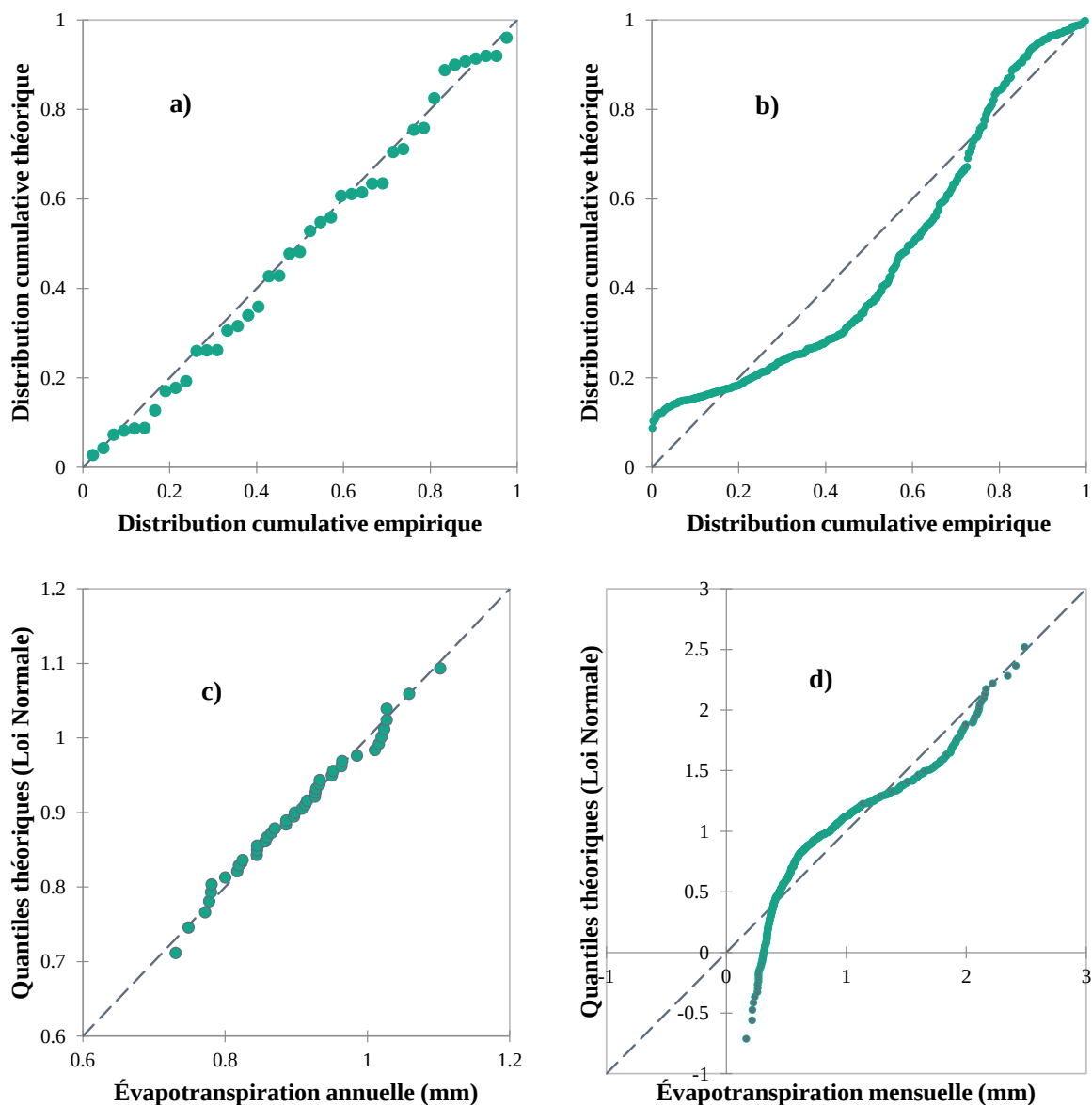


Figure V.13 : Tests de normalité (Q-Q plots) appliqués aux séries d'évapotranspiration simulées (Annuelle vs Mensuelle).

Notes : (a) Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour l'évapotranspiration moyenne annuelle. (b) Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour l'évapotranspiration moyenne annuelle. (c) Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour l'évapotranspiration moyenne mensuelle. (d) Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour l'évapotranspiration moyenne mensuelle.

La forme en (S) très prononcée des graphiques mensuels (c et d) traduit physiquement le changement de régime limitant. La partie basse de la courbe correspond aux mois d'hiver où l'ET est limitée par l'énergie disponible (rayonnement), tandis que la partie haute, qui sature, correspond aux mois de printemps où l'eau devient le facteur limitant. Cette asymétrie prouve que l'évapotranspiration dans l'Oued Isser ne suit pas une loi simple, mais bascule d'un contrôle climatique à un contrôle hydrique selon la saison.

Tableau V.6 : Analyse de tendance des séries d'évapotranspiration simulées (Test de Mann-Kendall).

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	Test de Shapiro-Wilk	
						W	P-Value
Annuelles	42	0.73	1.10	0.90	0.09	0.983	0.773
Mensuelles	504	0.17	2.49	0.90	0.54	0.893	< 0.0001

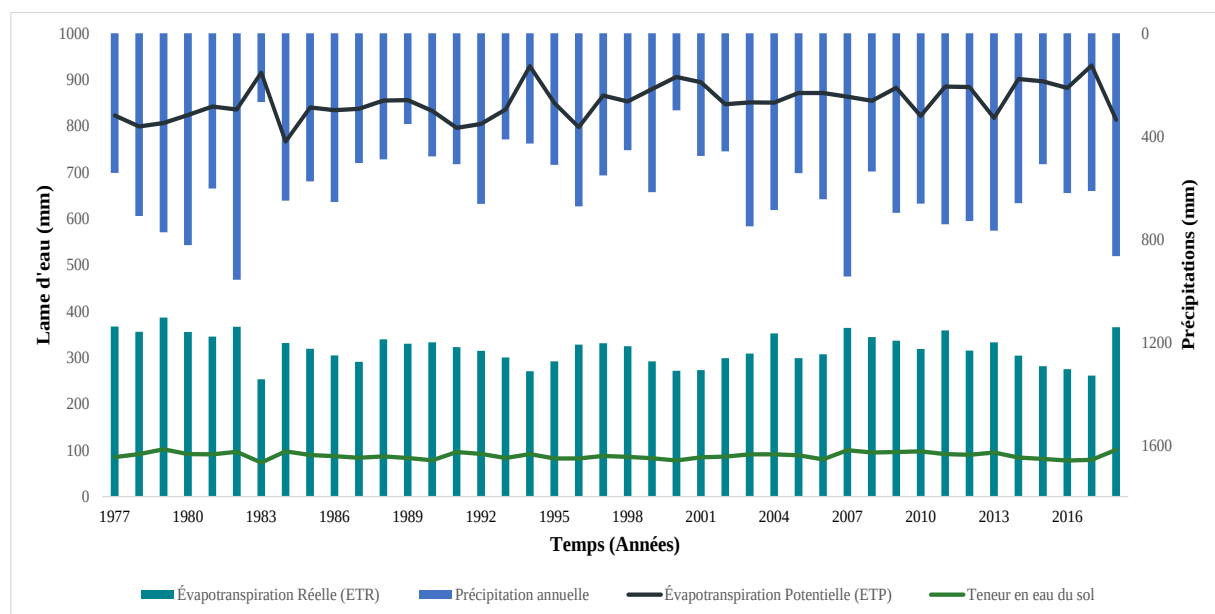


Figure V.14 : Évolution comparée de l'Évapotranspiration Réelle (ETR) et Potentielle (ETP) face à la pluviométrie (1977-2018).

La confrontation interannuelle des flux (Figure IV.14) confirme que l'Évapotranspiration Réelle (ligne verte) est la variable la plus stable du bilan, tamponnée par la capacité de rétention du sol. En revanche, le ruissellement et la recharge (écart entre la pluie et l'ETR) ne se produisent que lors des années excédentaires, soulignant que la partie utile de l'eau est extrêmement volatile d'une année à l'autre.

V.4.2. Caractérisation des anomalies

Au-delà des valeurs brutes, l'Anomalie Standardisée de l'Humidité du Sol (SWA) agit comme un véritable baromètre de la santé hydrique. Cet indicateur permet de filtrer le bruit saisonnier pour isoler les déviations critiques par rapport à la normale climatique. L'analyse à l'échelle mensuelle (Figure IV.15) révèle d'abord la respiration violente de l'hydrosystème : une oscillation métronomique entre des recharges hivernales massives (Z-score $> +1$) et des déficits estivaux profonds (Z-score < -1). Cette signature graphique confirme que le stress hydrique n'est pas un accident dans l'Oued Isser, mais une composante structurelle qui revient chaque année, imposant une contrainte physiologique majeure aux cultures, un trait caractéristique des milieux semi-arides souligné par Sheffield et Wood (2008).

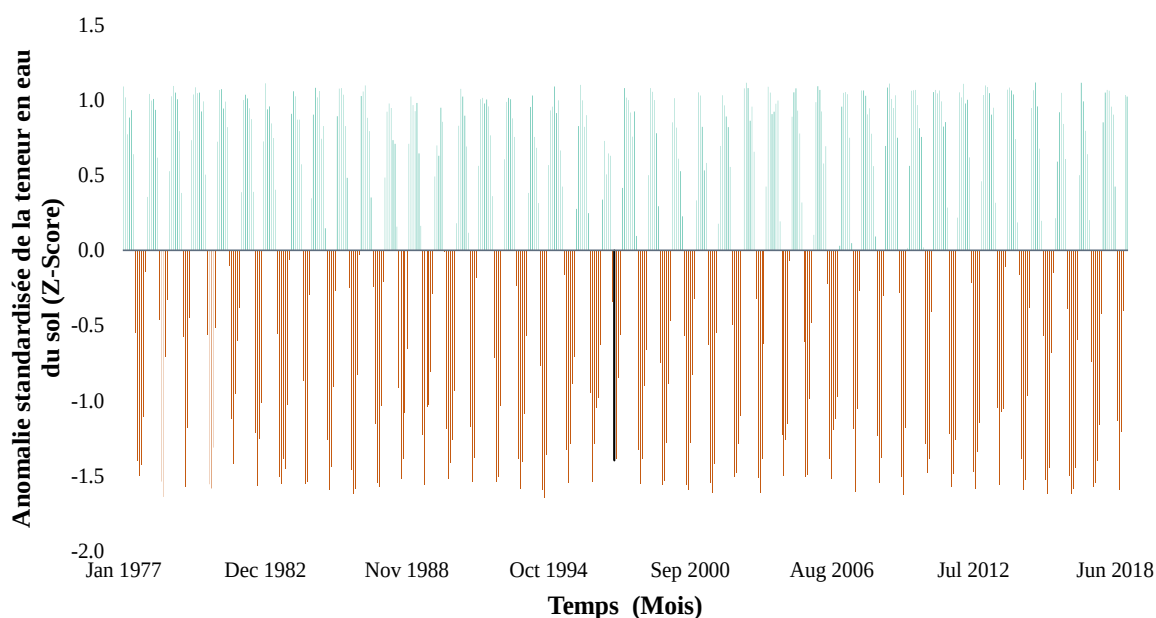


Figure V.15 : Chronique des Anomalies Standardisées de l'Humidité du Sol (SWA) au pas de temps mensuel.

Cependant, c'est à l'échelle interannuelle (Figure IV.16) que se lit la véritable histoire climatique du bassin. L'analyse de la série temporelle (1977-2018) permet d'identifier les

événements extrêmes qui ont marqué la mémoire du sol. Le graphique désigne sans ambiguïté l'année 1983 comme le traumatisme hydrique absolu de la période, avec un indice d'anomalie plongeant sous les -2,0. Ce résultat est d'une grande cohérence scientifique : il correspond parfaitement à la grande sécheresse historique qui a frappé l'ensemble du Maghreb au début des années 1980, documentée par les travaux dendrochronologiques de Touchan et al. (2008). À l'opposé du spectre, l'année 1979 apparaît comme l'année de référence humide (Z-score proche de +2,0), suivie plus récemment par l'année 2018, témoignant de la capacité du système à générer des épisodes de recharge exceptionnels.

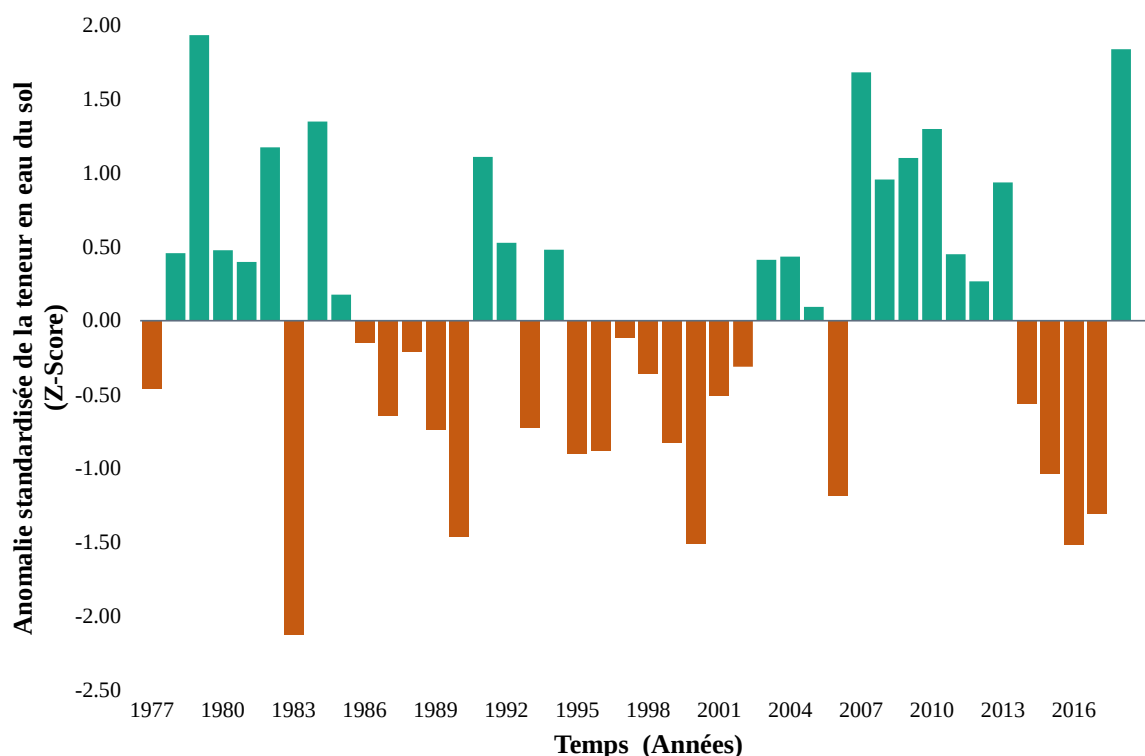


Figure V.16 : Identification des années déficitaires et excédentaires via l'Anomalie Standardisée de l'Humidité du Sol (SWA) annuelle.

La spatialisation de la percolation (Figure V.16) met en évidence les zones de recharge préférentielle des aquifères (en bleu foncé). Elles se concentrent logiquement sur les formations alluviales perméables des fonds de vallée et sur les massifs calcaires fissurés. A contrario, la majeure partie du bassin (zones vertes et jaunes) affiche une percolation inférieure à 80 mm/an, confirmant que le substrat marneux imperméable limite drastiquement le renouvellement des réserves souterraines profondes.

L'examen des cycles pluriannuels met également en évidence une alternance de régimes. Le bassin a bénéficié d'une période de résilience remarquable entre 2008 et 2013, alignant six années consécutives d'excédents hydriques (barres vertes), offrant une fenêtre de reconstitution pour les aquifères. Toutefois, cette stabilité est précaire. La série se termine par une séquence critique entre 2015 et 2017, marquée par trois années successives de déficit. Cette récurrence des cycles secs de 3 ans constitue le risque agronomique majeur pour la région : elle épuise les réserves profondes et menace directement la survie des vergers, validant la nécessité de stratégies d'irrigation d'appoint capables de lisser ces trous d'air climatiques.

V.5. Caractérisation statistique et dynamique des écoulements

Avant d'aborder la spatialisation des flux ou l'analyse des tendances, il est impératif de caractériser la nature stochastique de la variable débit. Cette étape méthodologique remplit deux fonctions critiques : d'une part, elle valide le choix des tests statistiques appropriés (paramétriques ou non-paramétriques) ; d'autre part, elle révèle la signature hydrologique du bassin (inertie vs réactivité).

V.5.1. Diagnostic de la distribution (tests de normalité)

La distribution des lames d'eau écoulées a été analysée aux échelles annuelle et mensuelle à travers l'examen des diagrammes de probabilités (Q-Q plots et P-P plots) présentés en Figure IV.17. Cette analyse graphique met en lumière une dichotomie fondamentale dans le comportement du bassin versant de l'Oued Isser :

À l'échelle annuelle (Figures a et b) : L'alignement des observations le long de la bissectrice (droite de Henry) indique que les écoulements annuels tendent vers une distribution Normale (Gaussienne). Ce comportement suggère qu'à l'échelle de l'année, le bassin agit comme un système intégrateur : les variabilités événementielles sont lissées par la capacité de stockage du sol et des aquifères, rendant la ressource globale relativement prévisible d'une année sur l'autre (hors cycles de sécheresse majeurs).

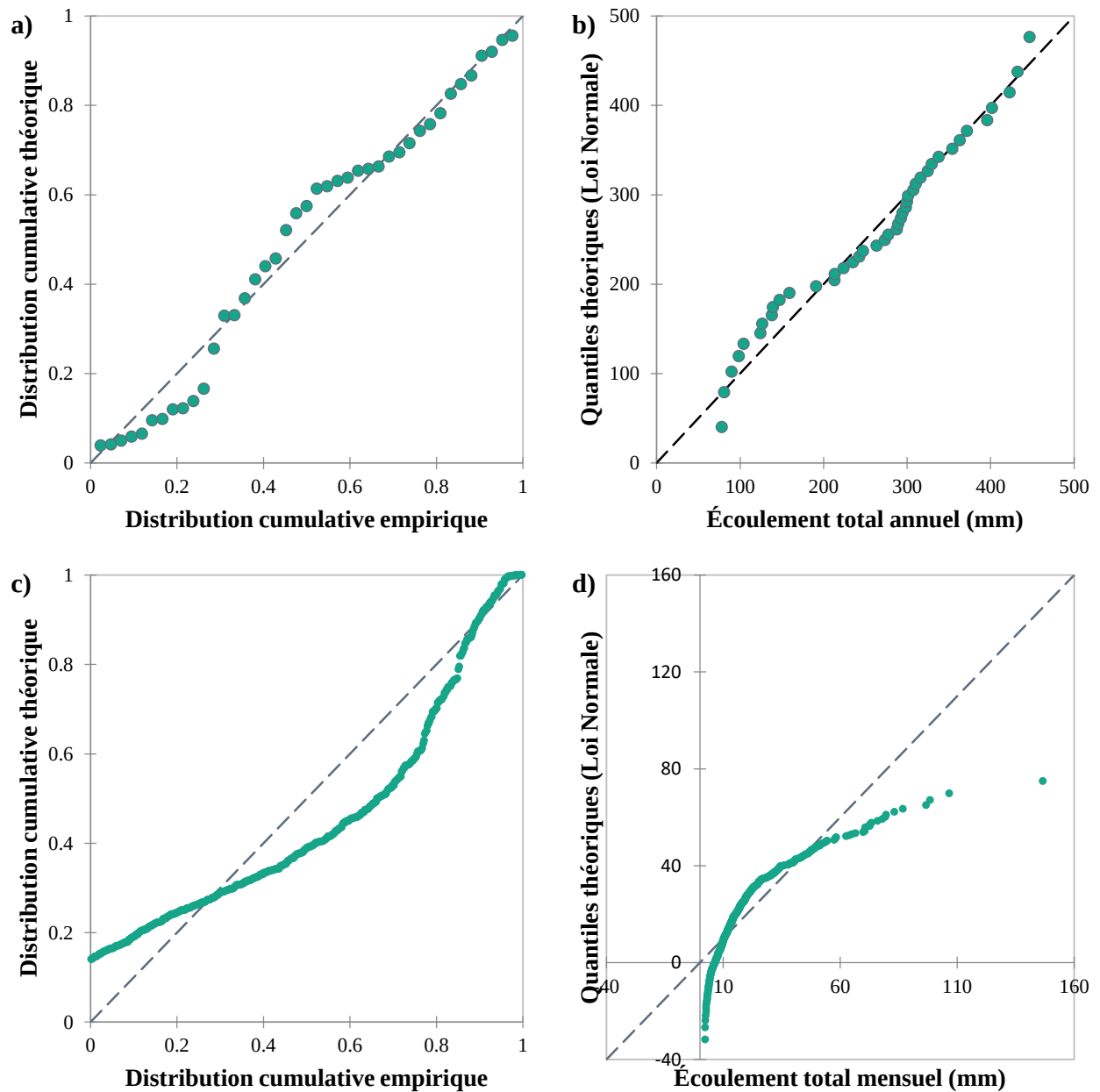


Figure V.17 : Analyse distributionnelle des débits simulés : mise en évidence de l'asymétrie des écoulements mensuels (Q-Q plots).

Notes : (a) Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour l'écoulement total moyen annuel. (b) Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour l'écoulement total moyen annuel. (c) Diagramme Probabilité-Probabilité (P-P) pour l'écoulement total moyen mensuel. (d) Diagramme Quantile-Quantile (Q-Q) pour l'écoulement total moyen mensuel.

À l'échelle mensuelle (Figures c et d) : La dynamique change radicalement. La courbure sigmoïde très prononcée observée sur le diagramme Quantile-Quantile (Q-Q plot) traduit une distribution fortement asymétrique avec une queue lourde pour les valeurs extrêmes.

Tableau V.7 : Détection de tendances dans les séries d'écoulement total simulé (Annuel vs Mensuel).

Variable	Observations	Minimum	Maximum	Moyenne	Ecart-type	Test de Shapiro-Wilk	
						W	P-Value
Annuelles	42	78.09	446.97	258.31	103.39	0.958	0.127
Mensuelles	504	2.33	146.74	21.53	17.82	0.791	< 0.0001

Interprétation Hydrologique :

Cette déviation par rapport à la normalité sur le pas de temps mensuel n'est pas un artefact statistique, mais la signature physique d'un régime hydrologique intermittent et violent, typique des milieux semi-arides méditerranéens.

La queue basse de la distribution correspond aux longues périodes de tarissement et aux étiages sévères où l'écoulement est quasi-nul, contrôlé par la vidange lente des aquifères alluviaux. Et la queue haute (les valeurs extrêmes) reflète la réponse brutale du bassin aux épisodes pluvieux intenses. Elle confirme que la génération des crues dans l'Oued Isser est pilotée par des mécanismes de seuil : le ruissellement ne s'enclenche massivement que lorsque la capacité d'infiltration des sols (souvent marneux et battants) est dépassée.

V.5.2. Analyse multi-échelles de la dynamique des écoulements du bassin versant

Pour comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin de l'Oued Isser, nous avons analysé la partition des flux (ruissellement, écoulement latéral, nappes) selon trois échelles temporelles emboîtées : l'échelle interannuelle (historique), l'échelle saisonnière (régime) et l'échelle journalière (événementielle).

V.5.2.1. L'échelle interannuelle :

L'analyse de la chronique historique sur 42 ans (Figure IV.18) met en lumière la forte dépendance du bassin aux fluctuations climatiques :

- Synchronisme Pluie-Débit : L'écoulement total (ligne verte) épouse étroitement la variabilité des précipitations (barres bleues), confirmant que le bassin dispose d'une capacité de stockage interannuelle limitée (peu d'effet mémoire d'une année sur l'autre).
- Les composantes de surface (Ruissellement) : Elles sont responsables des pics de production. On observe que les années humides (ex : 2003, 2012) génèrent une disproportion de ruissellement de surface, le sol saturé ne pouvant plus infiltrer les excédents.

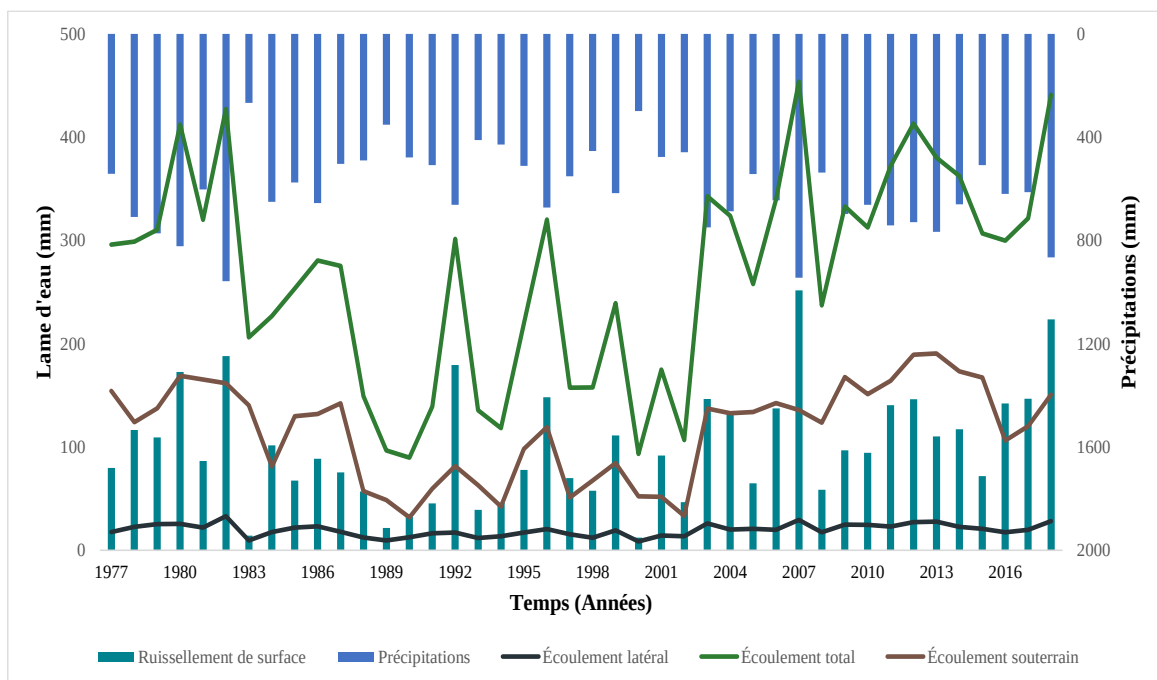


Figure V.18 : Évolution interannuelle comparée des composantes de l'écoulement (ruissellement de surface, écoulement latéral et souterrain) face aux précipitations (1977-2018).

Le rôle tampon de l'écoulement souterrain (Ligne marron) : Contrairement au ruissellement très volatile, la contribution des nappes est plus lissée. Elle assure un fond continu, mais on note son affaissement durant les séquences de sécheresse prolongées (années 90, 2015-2017), ce qui fragilise la pérennité des écoulements.

V.5.2.2. L'Échelle Saisonnière :

À l'échelle infra-annuelle (Figure IV.19), le régime du bassin révèle sa dualité fonctionnelle:

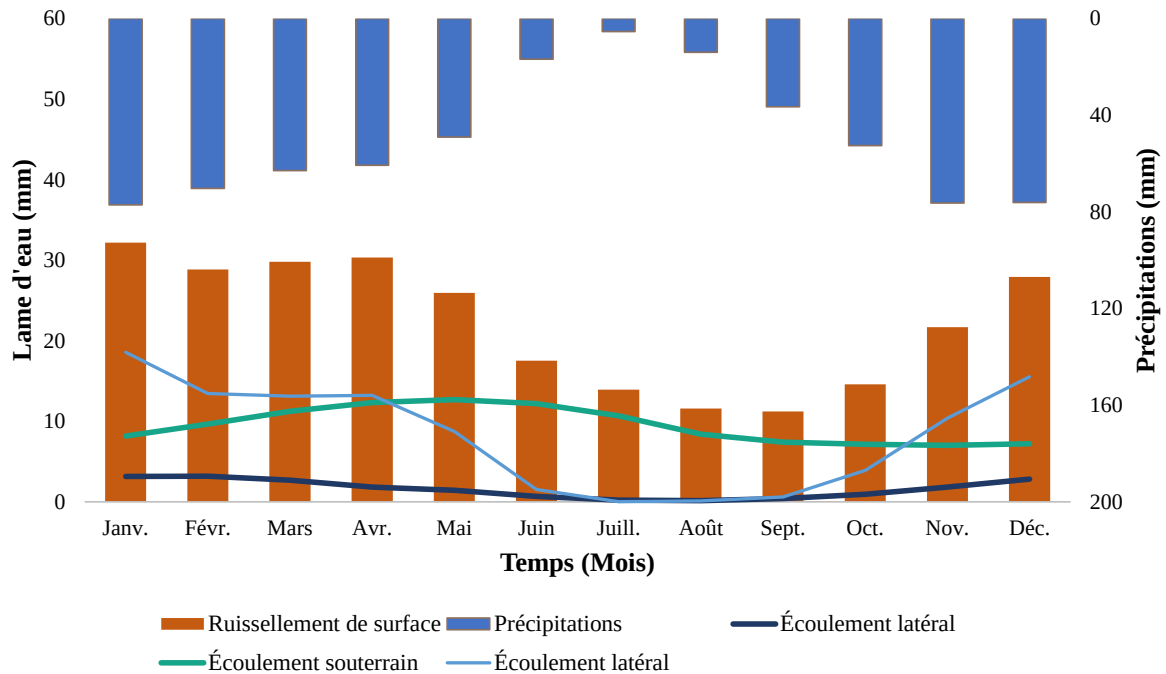


Figure V.19 : Régime saisonnier moyen des flux hydrologiques : Contribution relative du ruissellement de surface et des apports souterrains au débit total.

- Saison Humide (Hiver) : Le ruissellement de surface est le moteur de l'écoulement. La saturation des sols marneux convertit rapidement les pluies hivernales en débit.
- Saison Sèche (Été) : Dès le mois de juin, le ruissellement s'effondre. Le système ne survit que grâce au déstockage lent des nappes et aux écoulements latéraux, avant de tarir presque complètement en août, illustrant la sévérité du déficit hydrique estival.

V.5.2.3. L'échelle journalière :

Enfin, l'analyse fine au pas de temps journalier (Figure V.8) permet de diagnostiquer la réactivité immédiate du bassin :

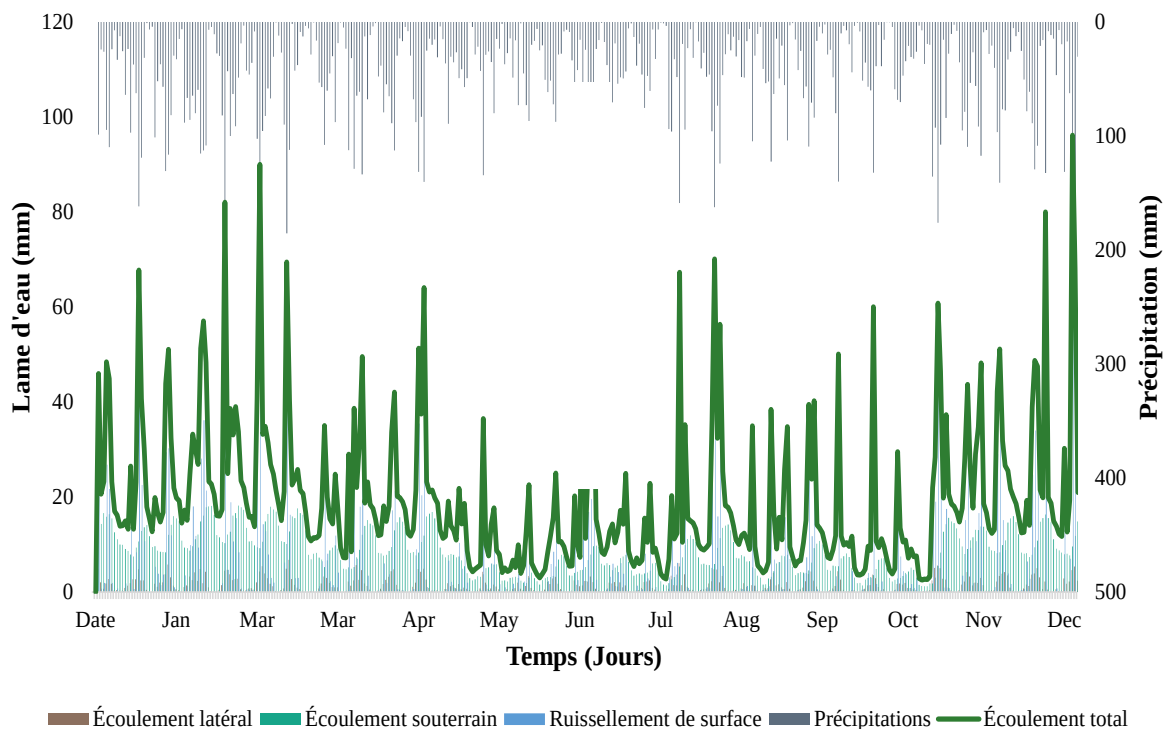


Figure V.20 : Analyse de la réactivité événementielle du bassin : Décomposition de l'hydrogramme journalier simulé en flux de surface et de base.

- Le bassin se comporte comme un système épidermique : chaque pic de pluie génère une réponse quasi-immédiate du ruissellement de surface (pics bleu clair).
- Cette dynamique confirme l'hypothèse d'un ruissellement hortonien (par refus d'infiltration) prédominant sur les versants marneux imperméables, générant des crues éclairs difficiles à réguler par les ouvrages hydrauliques.

Synthèse sur la dynamique d'écoulement :

Ces résultats de modélisation démontrent que le risque hydrologique dans le bassin de l'Oued Isser (inondation et érosion) est structurellement lié à l'état de surface des sols. La faible capacité de régulation souterraine rend le bassin extrêmement vulnérable à l'intensité des pluies : toute modification de l'occupation du sol (urbanisation, déforestation) augmentant le ruissellement se traduira directement par une aggravation du risque de crue à l'exutoire.

V.6. Conclusion

Ce chapitre a permis d'établir le diagnostic hydro-climatique du bassin de l'Oued Isser, préalable indispensable à la modélisation. Trois enseignements majeurs se dégagent de l'analyse des séries historiques (1974-2018) :

Une instabilité chronique : Contrairement à l'hypothèse d'une baisse linéaire des précipitations, le bassin est soumis à une forte variabilité interannuelle et cyclique. L'analyse des indices SPI met en évidence la récurrence d'épisodes de sécheresse sévères (notamment au début des années 1980 et 2000) qui constituent la contrainte majeure pour la gestion de la ressource.

Une contrainte évaporative dominante : L'analyse des bilans montre que l'offre en eau est structurellement limitée par la demande climatique, imposant un stress hydrique saisonnier qui affecte directement les réserves en eau du sol.

Une alerte sur les réserves souterraines : L'analyse des tendances de l'humidité du sol a révélé un signal préoccupant : la baisse significative de la remontée capillaire (Revap). Ce découplage progressif entre la nappe et la zone racinaire menace la résilience des agro-systèmes en période estivale.

Ces constats valident la nécessité de passer d'une analyse statistique ponctuelle à une approche dynamique et spatialisée. C'est l'objet du chapitre suivant, consacré à la modélisation hydrologique via l'outil SWAT, afin de quantifier précisément la réponse du bassin à ces forçages climatiques.

Chapitre IV

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Partie 02

RESULTATS DE LA

MODELISATION YDROLOGIQUE

VI.1. Introduction

Ce chapitre présente les résultats issus de la modélisation hydrologique sous SWAT. Nous détaillerons d'abord les performances du calage et de la validation du modèle, avant d'analyser les composantes spatialisées du bilan hydrique (évapotranspiration, recharge, ruissellement) et leur dynamique temporelle.

VI.2. Calibration et validation du modèle hydrologique (SWATCUP)

La robustesse du modèle SWAT a été éprouvée à travers une procédure de calibration-validation bi-phasique, opérée à l'exutoire principal de Lakhdaria ainsi qu'à la station intermédiaire du Pont de la Traille. Cette étape critique vise à contraindre les paramètres du modèle pour que la réponse hydrologique simulée épouse la dynamique des débits observés (Abbaspour et al., 2015).

La procédure de calage a été initiée par une analyse de sensibilité globale afin d'identifier les paramètres prédominants régissant le comportement hydrologique du bassin de l'Oued Isser. Cette étape, réalisée via l'algorithme SUFI-2 sur 500 simulations, a permis de hiérarchiser les paramètres selon leur influence sur la fonction objective.

VI.2.1. Analyse de sensibilité des paramètres

L'analyse de sensibilité globale a permis de réduire l'incertitude paramétrique en isolant les facteurs de contrôle dominants. Comme attendu en contexte méditerranéen marneux, le paramètre CN2 (Numéro de courbe de ruissellement) s'est révélé être le facteur le plus influent ($t\text{-stat} > 12$), pilotant la genèse des crues éclair. Il est suivi par SOL_AWC (Capacité de rétention en eau) et ESCo, confirmant que la partition des pluies dans le bassin de l'Isser est d'abord régie par la capacité de stockage des sols et la demande évaporative, avant même les propriétés de transfert en nappe (ALPHA_BF), qui jouent un rôle secondaire sur la période de calage, mais crucial lors des périodes récentes plus sèches.

Tableau VI.1 : Valeurs finales des paramètres hydrologiques du modèle SWAT après calibration et plages de variation retenues.

Paramètre (Code SWAT)	Définition Physique	Mét hode	Plage Min	Plage Max	Justification des Bornes pour l'Isser
CN2	Numéro de Courbe (Ruissellement)	r__	-0.20	+0.20	Variation de $\pm 20\%$ pour compenser l'incertitude LULC (urbanisation diffuse non cartographiée).
ALPHA_BF	Facteur de récession (Nappe)	v__	0.0	1.0	Plage large pour capturer la dualité entre aquifères lents (plaines) et rapides (Atlas fissuré).
GW_DELAY	Délai de recharge (Jours)	v__	30	90	Adapté aux zones vadoses épaisses des piémonts marneux.
GW_REVAP	Coeff. de remontée capillaire	v__	0.02	0.20	Valeurs standard pour permettre le soutien de l'ETP par la nappe en été.
REVAPMN	Seuil d'eau pour Revap (mm)	v__	0	500	Seuil critique avant déconnexion nappe-surface.
SOL_AWC	Réserve Utile du sol (mm/mm)	r__	-0.20	+0.20	Ajustement de $\pm 20\%$ nécessaire car les données INP sont à petite échelle (1/200 000).
SOL_K	Conductivité Hydraulique (mm/hr)	r__	-0.25	+0.25	Forte incertitude sur la perméabilité réelle des vertisols fissurés ($\pm 25\%$).
SOL_BD	Densité apparente (g/cm ³)	r__	-0.15	+0.15	Variation limitée ($\pm 15\%$) pour rester dans des densités physiquement possibles.
ESCO	Compensation évaporation sol	v__	0.50	0.95	Bornes typiques du semi-aride : on autorise une forte extraction d'eau du sol.
EPCO	Compensation prélèvement plante	v__	0.0	1.0	Plage complète par défaut.
HRU_SLP	Pente moyenne de l'HRU (m/m)	r__	-0.20	+0.20	Correction nécessaire du lissage topographique induit par la résolution du MNT (30m), critique pour la vitesse de transfert.
CH_K2	Conductivité du lit (mm/hr)	v__	0.0	100	De nulle (lit bétonné/rocheux) à forte (lit alluvial perméable).
CH_N2	Manning du lit principal	v__	0.025	0.12	De 0.025 (canal propre) à 0.12 (Oued très végétalisé/encombré).
SURLAG	Retard du ruissellement (Jours)	v__	1.0	12.0	Permet de lisser les pics de crue sur les grands sous-bassins ($> 24h$).
OV_N	Manning du ruissellement diffus	v__	0.01	0.30	Rugosité de surface : du sol nu (0.01) aux zones de maquis denses (0.30).

Note Technique sur la syntaxe SWAT-CUP :

v__ (replace) : La valeur du paramètre est remplacée par une nouvelle valeur tirée dans l'intervalle [Min, Max].

r__ (relative) : La valeur initiale du paramètre est multipliée par (1+val), où val est tirée dans l'intervalle [Min, Max]. Exemple : Une plage [-0.2, +0.2] implique une variation de $\pm 20\%$ par rapport à la valeur physique initiale.

L'analyse du graphique de sensibilité (Figure V.1) met en évidence la réactivité du modèle aux paramètres d'interaction nappe-rivière et de ruissellement :



Figure VI.1 : Résultat de l'analyse de sensibilité globale (SUFI-2) : Classement des paramètres SWAT par influence (t-Stat) et significativité (P-Value).

Prédominance des échanges Nappe-Rivière : Le paramètre le plus influent (barre la plus étendue en bas du graphique) est la conductivité hydraulique du lit principal (CH_K2.rte). Avec un t-stat élevé et une P-Value proche de zéro, ce résultat confirme que les pertes par infiltration le long de l'Oued Isser constituent un processus majeur du bilan hydrique, caractéristique des régimes semi-arides.

1. **Dynamique des eaux souterraines :** Le paramètre ALPHA_BF.gw (coefficient de tarissement) apparaît en deuxième position. Cela indique que la restitution de l'eau par les aquifères vers le cours d'eau en période de basses eaux joue un rôle crucial dans la forme de l'hydrogramme.

2. **Ruissellement de surface :** Le Numéro de Courbe (CN2.mgt) reste déterminant pour la genèse des crues, bien que son influence soit ici modulée par les paramètres souterrains.

VI.2.2. Performance du calage et calibration (période 1977-2000)

La période de calibration s'étend sur 24 années (1977-2000), précédée d'une période de mise en équilibre (d'échauffement) de 3 ans (1974-1976) pour stabiliser les stocks d'eau initiaux du sol.

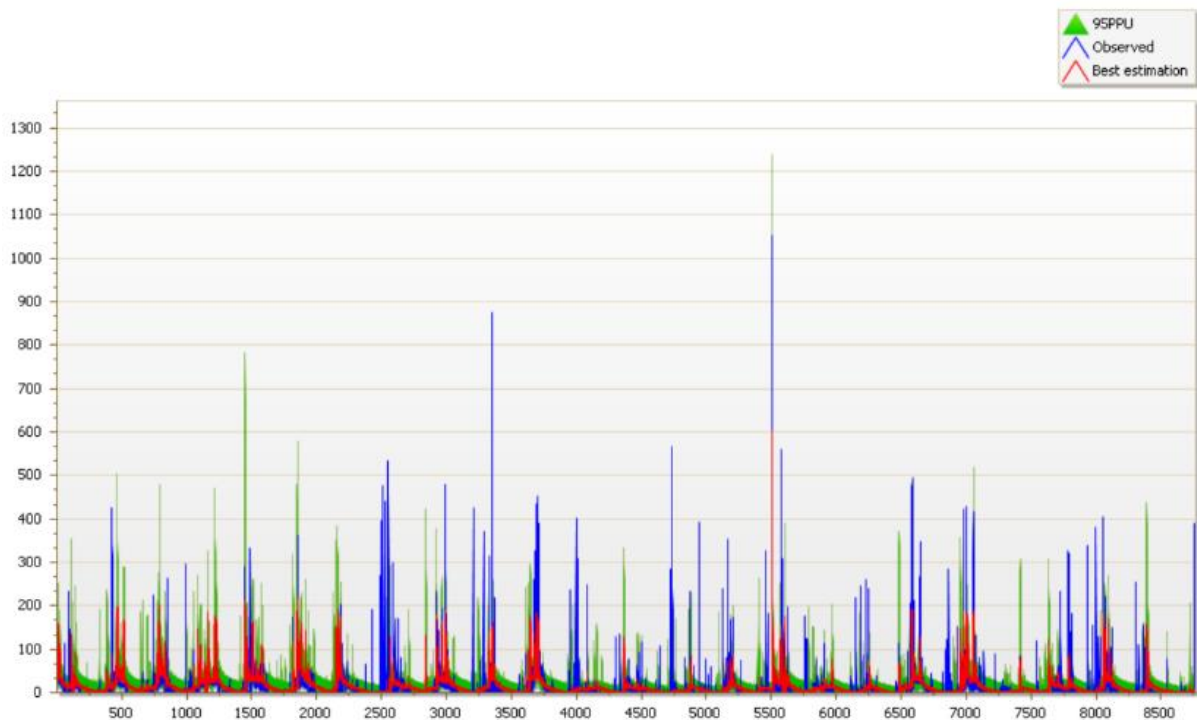


Figure VI.2 : Hydrogrammes observés et simulés à l'exutoire de Lakhdaria en période de calibration (1977-2000) avec enveloppe d'incertitude (95PPU).

L'hydrogramme présenté en Figure V.2 illustre la comparaison entre les débits observés (courbe bleue) et la meilleure simulation (courbe rouge) issue de l'itération finale.

- **Analyse Visuelle :** On observe une synchronisation satisfaisante des pics de crue. Le modèle parvient à reproduire la variabilité saisonnière marquée du bassin, capturant à la fois les étiages sévères et les crues brutales.
- **Analyse de l'Incertainité :** La bande verte (95PPU) enveloppe la majorité des observations, ce qui indique que le modèle structurel et les plages de paramètres retenues sont capables de représenter la réalité hydrologique avec un degré de confiance élevé.

Tableau VI.2 : Évaluation de la performance du modèle SWAT à l'exutoire de Lakhdaria en phase de calibration (1977-2000).

Période	Critère	Valeur obtenue	Appréciation (Moriassi et al., 2007)
Calage (1977-2000)	NSE (Nash-Sutcliffe)	0.62	Bon
	R ² (Coefficient de détermination)	0.69	Bon

Bien qu'un NSE de 0.62 puisse paraître modeste par rapport à des bassins tempérés, il constitue une performance solide dans le contexte semi-aride algérien caractérisé par des crues éclairs. La difficulté principale réside dans la simulation des pics de crue extrêmes, souvent sous-estimés par la méthode Curve Number journalière. Cependant, la dynamique globale et les volumes écoulés sont correctement reproduits ($R^2 = 0.69$), ce qui valide la capacité du modèle à quantifier le bilan de masse sur le long terme. La comparaison des hydrogrammes sur les deux périodes révèle la grande stabilité structurelle du modèle. Malgré la complexité du régime hydrologique, caractérisé par des crues éclairs violentes, le modèle parvient à capturer la synchronicité des pics (phasage temporel) et la dynamique de tarissement. Il convient de noter que la performance statistique s'améliore paradoxalement en période de validation (NSE passant de 0.62 à 0.67), ce qui suggère que les données d'entrée récentes (pluie, occupation du sol 2018) sont plus représentatives de la physique actuelle du bassin que les données historiques, validant ainsi l'usage de cet outil pour les projections futures.

Au vu des performances satisfaisantes obtenues sur la période 1977-2000 (NSE = 0.62), le jeu de paramètres calibré est considéré comme représentatif du fonctionnement physique du bassin. Ce jeu de paramètres est désormais figé pour être appliqué à la période indépendante de validation (2001-2018), afin de tester la capacité prédictive du modèle face aux changements climatiques récents.

VI.2.3. Validation du modèle (période 2001-2018)

La validation constitue l'épreuve de vérité pour le modèle hydrologique. Elle consiste à appliquer le jeu de paramètres figé (obtenu lors du calage 1977-2000) à une période climatique indépendante (2001-2018) sans aucune modification. L'objectif est de vérifier si

le modèle est capable de simuler correctement les débits en dehors de sa période d'apprentissage.

VI.2.3.1. Analyse comparative des hydrogrammes

L'examen visuel de l'hydrogramme sur la période 2001-2018 (Figure V.3) appelle plusieurs observations :

1. Suivi de la dynamique : Le modèle reproduit avec fidélité les variations saisonnières et interannuelles. La succession des années sèches et humides est bien captée par la simulation (courbe rouge).
2. Gestion des crues : La synchronisation temporelle des pics de crue est excellente. On note toutefois, comme c'est souvent le cas avec SWAT, une légère tendance à sous-estimer certains pics de crue extrêmes (notamment le pic majeur en début de série), tandis que les crues moyennes sont parfaitement ajustées.
3. Débit de base : Les phases de tarissement (récession des courbes) sont remarquablement bien simulées, ce qui suggère une bonne paramétrisation des réservoirs souterrains.

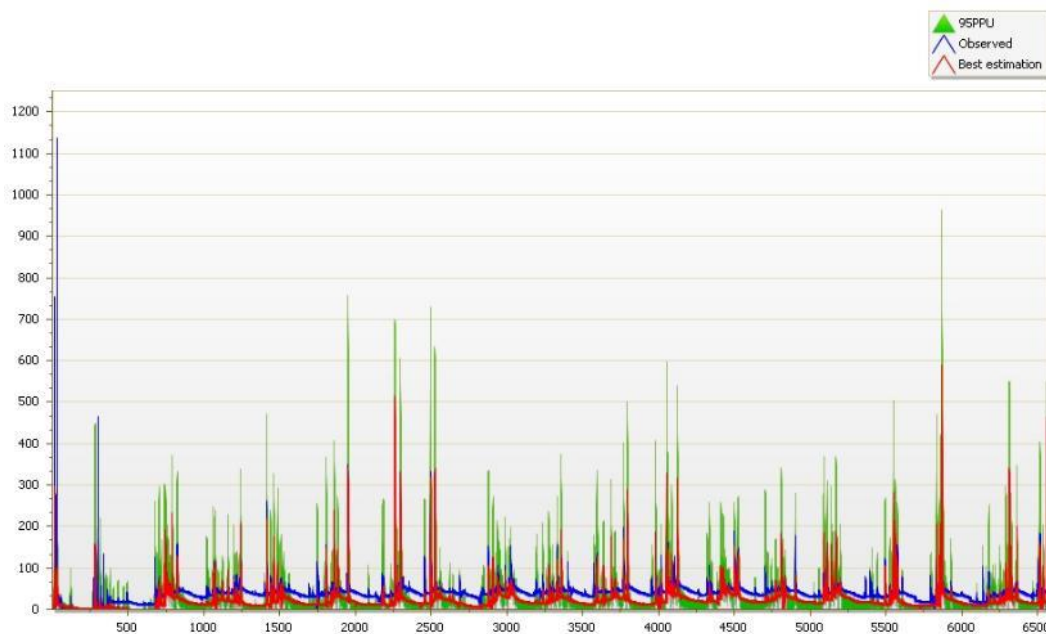


Figure VI.3 : Validation du modèle SWAT : Confrontation des débits simulés et observés sur la période 2001-2018.

VI.2.3.2. Performance statistique en validation

Les critères d'efficacité (Tableau V.3) confirment la robustesse structurelle du modèle :

- Le NSE de 0.67 reste très proche de celui du calage (0.62), indiquant une grande stabilité du modèle. Il n'y a pas de sur-apprentissage lors de la phase précédente.
- Le R^2 de 0.73 montre que la corrélation linéaire entre la pluie transformée et le débit reste très forte, validant la qualité des données climatiques d'entrée sur cette période récente.

Tableau VI.3 : Bilan des critères d'efficacité (NSE, R^2) en phase de validation sur la période récente (2001-2018).

Période	Critère	Valeur obtenue	Variation vs Calage	Appréciation
Validation (2001-2018)	NSE (Nash-Sutcliffe)	0.67	+ 0.05	Bon
	R^2 (Coefficient de détermination)	0.73	+ 0.04	Bon

L'application du modèle sur la période de validation (2001-2018) révèle une amélioration notable des performances prédictives. Contrairement à la tendance habituelle où la performance s'érode hors de la période d'apprentissage, le modèle affiche ici un NSE de 0.67 (soit une progression de +0.05) et un R^2 de 0.73 (+0.04). Cette robustesse accrue en validation confirme la stabilité structurelle du modèle et sa capacité à simuler le régime hydrologique actuel sans réajustement des paramètres.

VI.2.3.3. Analyse de la dynamique des processus (Validation)

Bien que les paramètres soient fixés, l'analyse de leur sensibilité relative sur cette nouvelle période climatique (Figure V.4) permet de comprendre quels processus hydrologiques ont dominé durant les années 2000-2018.

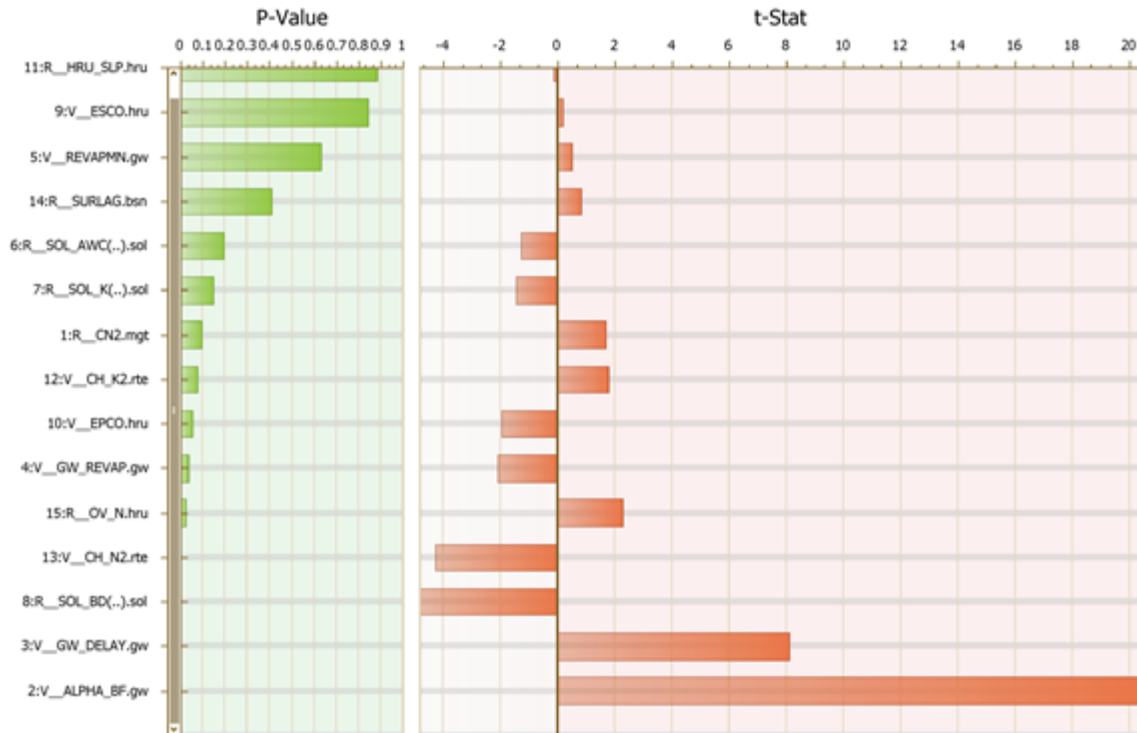


Figure VI.4 : Évolution de la sensibilité des paramètres hydrologiques sur la période de validation.

Le graphique de sensibilité (Figure V.4) révèle un changement majeur dans la hiérarchie des processus par rapport à la période de calage :

- Dominance absolue de l'aquifère (ALPHA_BF.gw) : Contrairement à la période précédente où les pertes en rivière dominaient, c'est ici le facteur de récession du débit de base qui devient le paramètre ultra-dominant ($t\text{-Stat} > 20$). Cela indique que sur la période 2001-2018, la réponse hydrologique du bassin a été principalement pilotée par la capacité de vidange des nappes souterraines. Ceci est cohérent avec une période potentiellement plus sèche ou une modification du régime des pluies, où le soutien d'étiage par les nappes devient le facteur limitant du bilan hydrique.
- Le délai de recharge (GW_DELAY.gw) : L'apparition de ce paramètre en seconde position confirme l'importance accrue de la zone vadose et du temps de transfert vers la nappe durant cette période.

L'analyse de sensibilité offre une radiographie fonctionnelle du bassin. La prédominance du paramètre CH_K2 (conductivité du lit) démontre que les échanges nappe-rivière (pertes par transmission) constituent le processus hydrologique dominant, typique des oueds semi-

arides. Par ailleurs, la forte sensibilité au CN2 et au ALPHA_BF confirme la dualité du système Isser, tiraillé entre une réponse de surface rapide (ruissellement sur les marnes) et une composante souterraine inertielle (vidange des aquifères).

VI.2.4. Conclusion sur la performance globale

L'analyse croisée des phases de calage (NSE=0.62) et de validation (NSE=0.67) démontre que le modèle SWAT, tel que configuré, est fiable, robuste et stable. Il parvient à simuler avec succès la réponse hydrologique du bassin de l'Oued Isser sur plus de 40 ans (1977-2018), intégrant des variabilités climatiques distinctes sans dégradation de sa performance. Le modèle est donc validé pour l'analyse des composantes du bilan hydrique.

Il est pertinent de noter une légère modification de la hiérarchie des processus entre les deux périodes. Si le ruissellement de surface domine la période 1977-2000, la période 2001-2018 semble davantage pilotée par la dynamique de vidange des aquifères (sensibilité accrue du paramètre ALPHA_BF). Cette transition pourrait être la signature hydrologique d'un changement de régime climatique, où les précipitations, possiblement moins intenses mais plus étalées ou stockées différemment, sollicitent davantage la réponse souterraine du bassin.

Il est remarquable d'observer une meilleure efficacité du modèle en phase de validation (2001-2018) qu'en phase de calage. Cette dynamique singulière peut s'expliquer par la cohérence temporelle des données d'entrée. En effet, l'utilisation d'une carte d'occupation du sol (LULC) datant de 2018 favorise naturellement la simulation de la période récente (2001-2018) dont la physiographie est proche de la carte utilisée, contrairement à la période ancienne (1977-2000) où l'état de surface du bassin pouvait être différent. Par ailleurs, l'amélioration probable de la qualité des mesures hydrométriques et pluviométriques au cours des deux dernières décennies contribue à réduire le bruit dans le signal observé, augmentant ainsi mécaniquement les scores de corrélation (R^2).

VI.3. Bilan Hydrique Global du Bassin

VI.3.1. Variation spatiale des précipitations

La variation spatiale des précipitations annuelles moyennes est illustrée à la Figure V.5. La carte a été obtenue en moyennant les précipitations annuelles sur le long terme (1974-2018), puis en interpolant les résultats à l'aide de la méthode de pondération par l'inverse de la

distance (IDW) via le logiciel ArcGIS 10.8. Une méthode similaire a été appliquée pour les précipitations mensuelles moyennes, dont les résultats sont présentés aux Figures IV.2 et IV.5.

L'analyse met en évidence une nette variation spatiale des précipitations annuelles moyennes au sein du bassin de l'Isser. Ainsi, elles varient d'un minimum d'environ 490 mm dans la partie sud du bassin à une valeur maximale atteignant 670 mm par an dans les zones nord et nord-est (Figure V.5). On observe par conséquent un gradient croissant des précipitations annuelles du sud vers le nord du bassin, probablement influencé par le relief.

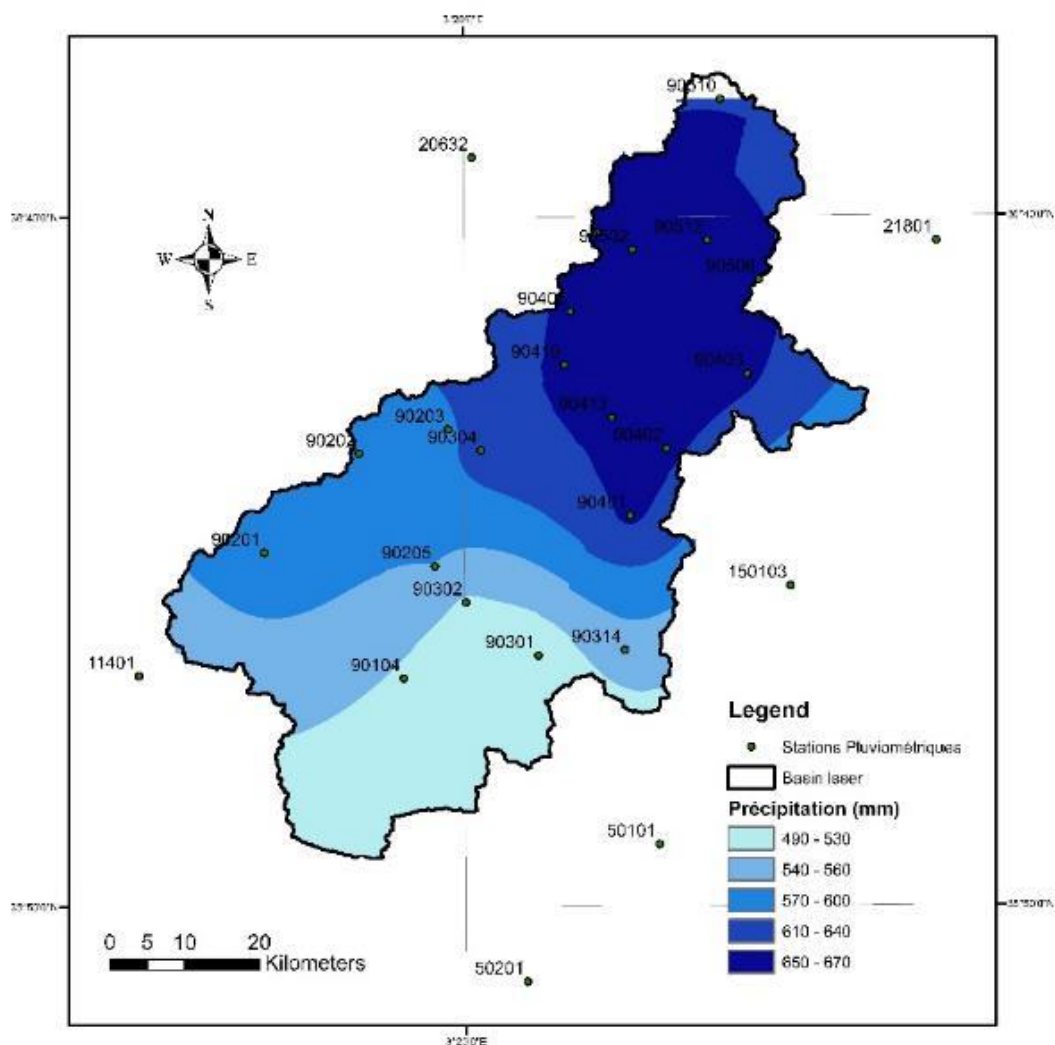


Figure VI.5 : Distribution spatiale des précipitations moyennes interannuelles sur le bassin (1974-2018).

Les précipitations mensuelles moyennes à long terme dans le bassin de l'Isser présentent de fortes variations tant temporelles que spatiales. L'analyse du cycle annuel met en évidence

un régime pluviométrique de type méditerranéen, nettement contrasté entre une saison humide hivernale et une saison sèche estivale.

La saison humide, qui s'étend de l'automne à l'hiver, concentre la majorité des apports pluviométriques. L'automne marque le début de la recharge hydrique, avec des pluies devenant significatives en octobre et novembre. C'est cependant durant l'hiver que le pic pluviométrique est généralement atteint, avec les mois de décembre et janvier qui enregistrent les cumuls les plus importants. Durant toute cette période humide, un gradient spatial nord-sud très marqué est observé : les zones situées au nord et au nord-est du bassin, plus exposées aux influences maritimes et orographiques, reçoivent systématiquement les quantités de pluie les plus élevées, tandis que les précipitations diminuent progressivement vers le sud.

Le printemps agit comme une saison de transition. Les pluies restent présentes en mars et avril, mais leur volume diminue sensiblement en mai, annonçant l'arrivée de la saison sèche. Le gradient spatial nord-sud, bien que toujours présent, tend à s'atténuer au fil de la saison.

Enfin, la saison estivale est caractérisée par une sécheresse prononcée. Les mois de juin, juillet et août sont les plus secs de l'année, avec des précipitations très faibles, voire nulles, sur l'ensemble du bassin. Malgré ces faibles cumuls, le gradient spatial nord-sud persiste, les zones nord recevant les rares averses convectives qui peuvent se produire.

La spatialisation présentée en Figure V.6 confirme le rôle de barrière orographique joué par l'Atlas Blidéen et le massif du Djurdjura à l'Est. Les zones bleu foncé (> 650 mm) correspondent exactement aux lignes de crête qui interceptent les flux humides du Nord-Ouest. À l'opposé, l'effet d'ombre pluviométrique est nettement visible dans la partie Sud du bassin (zones bleu clair), protégée par les reliefs, où la pluviométrie chute sous les 500 mm. Ce gradient dicte l'organisation agricole du bassin : arboriculture et forêts au Nord, céréaliculture extensive au Sud.

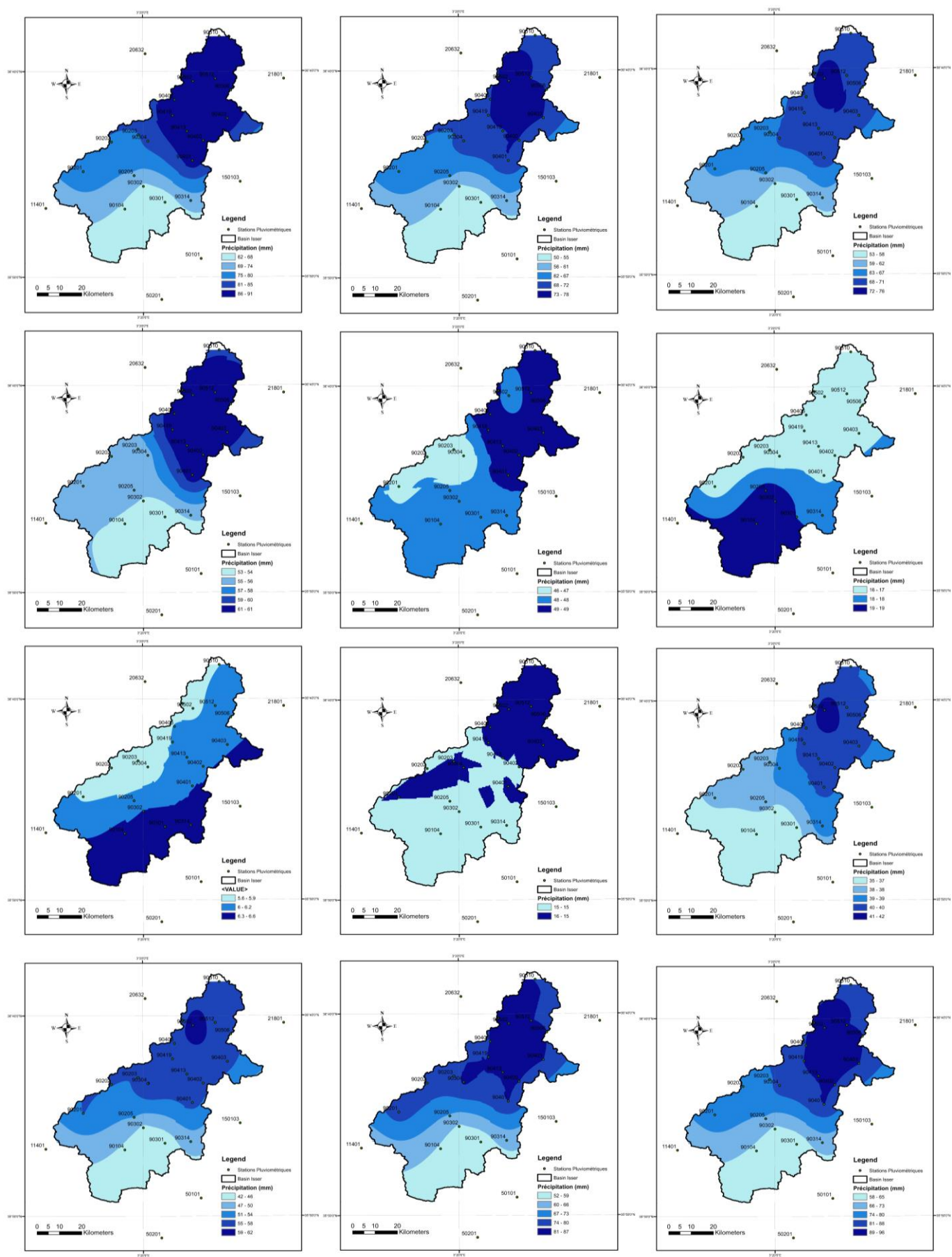


Figure VI.6 : Cartographie de la variabilité des régimes pluviométriques mensuels moyens sur le bassin versant de l'Oued Isser (les cartes correspondant respectivement aux mois de janvier à décembre).

VI.3.2. Caractérisation du déficit pluviométrique et des extrêmes

Afin d'évaluer le déficit pluviométrique et de caractériser les extrêmes climatiques dans le bassin de l'Isser, deux indicateurs complémentaires ont été utilisés : l'indice d'aridité (AI) et l'indice de précipitation standardisé (SPI). Alors que l'AI définit l'état climatique structurel d'un lieu, le SPI permet de quantifier la sévérité des épisodes secs et humides en mesurant l'écart des précipitations par rapport à une période de référence.

L'analyse de l'indice d'aridité sur l'ensemble du bassin révèle que la zone d'étude se situe dans un climat de type semi-aride, avec des valeurs d'AI variant de 0.20 à 0.50.

VI.3.3. Discussion

VI.3.3.1. Variabilité des précipitations

Le bassin de l'Isser, s'inscrit dans un climat méditerranéen caractérisé par une forte variabilité des précipitations à différentes échelles de temps (intra-saisonnière, interannuelle). Cette variabilité, à la fois temporelle et spatiale, constitue un enjeu majeur pour les agriculteurs et les gestionnaires des ressources en eau de la région.

L'analyse temporelle des données pluviométriques confirme le régime méditerranéen du bassin, avec une concentration des pluies en saison froide (automne-hiver) et une sécheresse estivale marquée. Conformément aux résultats statistiques (Tableau IV.4), aucune tendance significative n'a été détectée pour les précipitations annuelles sur la période d'étude. Ce résultat, bien que montrant une stabilité apparente à l'échelle annuelle, masque des dynamiques intra-annuelles plus complexes et s'inscrit dans le contexte plus large de la rupture pluviométrique post-1970 observée en Algérie du Nord (Meddi et Hubert, 2003). La forte variabilité interannuelle, mise en évidence par un Coefficient de Variation élevé, est une caractéristique intrinsèque de ce climat, rendant la gestion de l'eau particulièrement délicate.

L'analyse de la distribution spatiale révèle un gradient pluviométrique très net, avec des précipitations annuelles moyennes variant de 490 mm au sud à 670 mm au nord-est du bassin. Ce gradient croissant sud-nord est une caractéristique structurante de l'hydrologie de la région. Deux facteurs principaux peuvent expliquer cette hétérogénéité spatiale :

L'influence orographique : La partie nord du bassin, plus proche du littoral et potentiellement plus accidentée, intercepte plus efficacement les masses d'air humide en provenance de la Méditerranée, provoquant un renforcement des précipitations. Cette influence du relief est un facteur de contrôle majeur de la pluviométrie dans les bassins du Tell algérien.

L'éloignement de la source d'humidité : En s'éloignant de la mer vers l'intérieur des terres (vers le sud), l'influence maritime s'atténue, entraînant une diminution progressive des cumuls pluviométriques.

Ce gradient spatial est persistant à travers les saisons. En automne et en hiver, lorsque les perturbations méditerranéennes sont les plus actives, le contraste entre le nord humide et le sud plus sec est maximal. Même durant la saison estivale sèche, les rares averses convectives tendent à se concentrer sur les reliefs de la partie nord du bassin, maintenant ainsi cette dissymétrie spatiale tout au long de l'année.

VI.3.3.2. Évaluation du déficit pluviométrique

Pour analyser le déficit hydrique, il est fondamental de distinguer l'aridité, une caractéristique climatique structurelle définie par de faibles précipitations moyennes, de la sécheresse, un déficit pluviométrique conjoncturel et anormal par rapport à la moyenne d'un lieu donné (UNESCO, 1979 ; WMO, 2012). Cette distinction est cruciale pour le bassin de l'Isser, dont le climat méditerranéen le rend particulièrement sensible.

L'Indice d'Aridité (AI) a été utilisé pour classifier le climat général du bassin. Les résultats classent le bassin dans la catégorie semi-aride, confirmant un contexte de disponibilité en eau naturellement limitée.

Pour analyser les épisodes de sécheresse, l'Indice de Précipitation Standardisé (SPI) a été mobilisé. L'analyse de sa série chronologique (Figure IV.12) met en évidence l'alternance d'épisodes secs et humides. Plusieurs périodes de sécheresse sévère à extrême ressortent, notamment au début des années 1980 et surtout à la fin des années 1990 / début des années 2000, où l'indice atteint des valeurs critiques. Ces épisodes s'inscrivent dans le contexte de la rupture pluviométrique post-1970 en Algérie du Nord, un phénomène largement lié aux modes de variabilité climatique à grande échelle comme l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) plutôt qu'à El Niño (Meddi et Hubert, 2003).

VI.3.3.3. Discussion sur l'interprétation du SPI dans le contexte de l'Isser

Bien que le SPI soit un outil puissant, son interprétation dans un contexte semi-aride comme celui de l'Isser requiert des précautions. Le bassin étant déjà soumis à un stress hydrique structurel, notamment en été, la signification des indices SPI doit être contextualisée.

L'utilité du SPI réside dans sa capacité à caractériser la nature et les impacts potentiels d'un déficit pluviométrique à différentes échelles de temps (Zargar et al., 2011 ; WMO, 2012) :

- Le SPI à 3 mois est un excellent indicateur de la sécheresse agricole à court terme, reflétant directement l'état de l'humidité des sols pour la végétation. Les sécheresses identifiées à cette échelle ont probablement eu un impact significatif sur l'agriculture pluviale de la région.
- Les SPI à 6 et 9 mois indiquent des tendances saisonnières et inter-saisonnières, pertinentes pour la gestion des retenues collinaires et des plans d'eau de taille moyenne.
- Le SPI à 12 mois reflète les impacts à long terme sur les ressources en eau majeures, comme le débit des cours d'eau et la recharge des nappes phréatiques. Les périodes de SPI-12 négatif prolongées, comme celle observée au tournant des années 2000, sont directement corrélées à la baisse drastique des débits de l'Oued Isser.

Cependant, il est crucial de ne pas surinterpréter les valeurs positives du SPI. Une année classée comme modérément humide ($\text{SPI-12} > 1.0$) ne signifie pas l'absence de stress hydrique, mais simplement que les précipitations ont été supérieures à une moyenne déjà contrainte. La demande en eau, notamment pour l'irrigation, peut rester très élevée.

En conclusion, si le SPI est indispensable pour quantifier la sévérité des écarts par rapport à la normale, son interprétation doit toujours être couplée à une connaissance approfondie du bilan hydrique local (évapotranspiration, demande en eau) pour une gestion efficace des ressources dans un bassin méditerranéen semi-aride.

VI.3.4. Dynamique de l'eau du sol

VI.3.4.1. La mosaïque spatiale des anomalies

Si l'analyse temporelle a révélé le rythme des crises, la spatialisation des anomalies standardisées (Figure V.7) permet d'en dessiner la géographie. Loin d'être uniforme, la

réponse du bassin se structure autour d'une dichotomie frappante entre des zones de refuge hydrique et des zones de vulnérabilité. Contrairement à une logique simple d'altitude, la carte révèle une bipolarisation des excédents (teintes brun foncé, anomalies $> +1,5$) aux deux extrémités du territoire. D'une part, le bastion montagneux du Sud-Ouest (Haut-Isser) profite de l'effet orographique pour maintenir des niveaux d'humidité supérieurs à la moyenne. D'autre part, et de manière plus surprenante, la zone du Nord-Est (Bas-Isser) apparaît comme un pôle de résilience majeure. Cette anomalie positive en aval pourrait s'expliquer par la nature des sols alluviaux de la plaine côtière, dont la capacité de rétention et la connexion avec la nappe phréatique tamponnent les déficits pluviométriques, un mécanisme de résilience édaphique souvent observé dans les deltas méditerranéens (Latron et al., 2009).

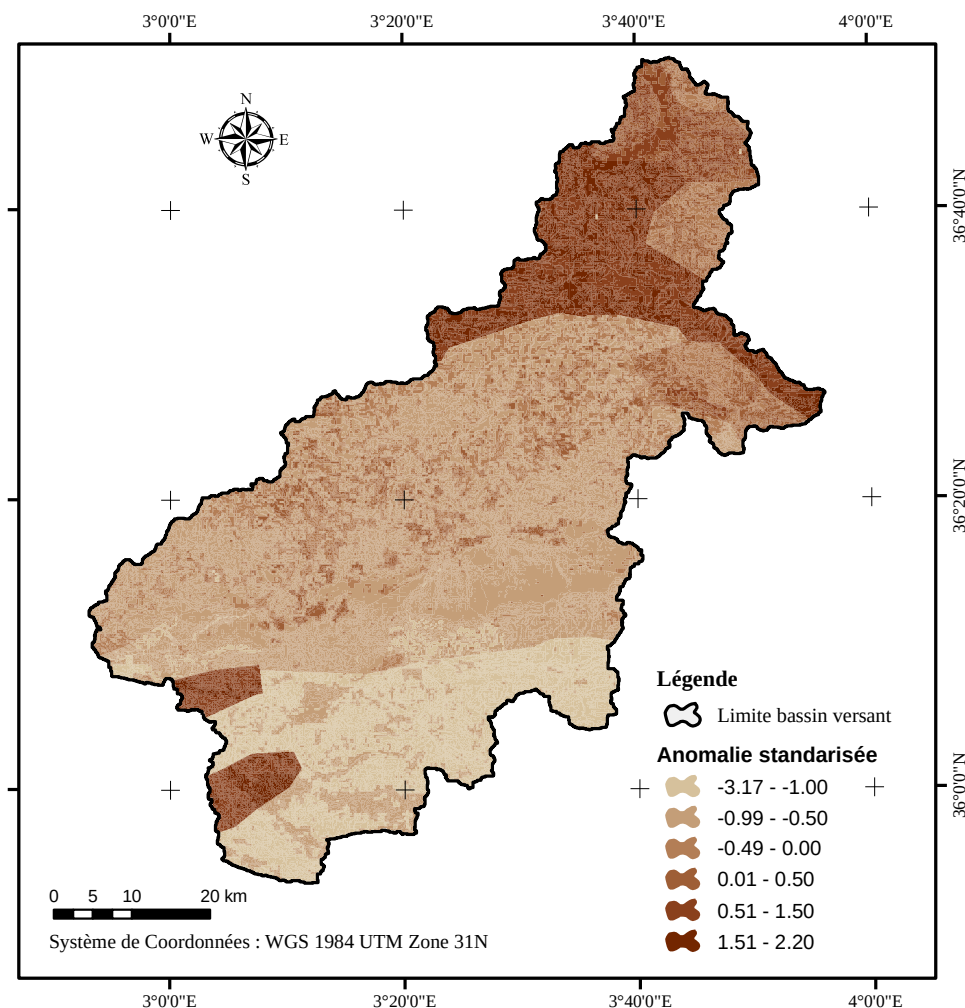


Figure VI.7 : Spatialisation des anomalies standardisées de l'humidité du sol (SWA) :
identification des zones de stress hydrique.

Entre ces deux pôles humides, le reste du bassin dessine une vaste zone de déficit hydrique structurel. Les secteurs centraux et occidentaux (Moyen-Isser), représentés en beige clair et

sable (anomalies proches de 0 ou légèrement négatives), constituent le zone de vulnérabilité maximale. Cette zone correspond aux grands bassins marneux et aux terres agricoles intensives. Ici, l'absence de relief pour accrocher les nuages, combinée à des sols argileux sujets à la fissuration et à une évapotranspiration maximale, empêche la constitution de réserves durables. Cette configuration spatiale valide l'hypothèse de l'hétérogénéité des contrôles, où la topographie domine en montagne tandis que les propriétés du sol dictent la donne en plaine, une structure spatiale complexe décrite théoriquement par Western et al. (2004).

En termes d'aménagement, cette carte est un outil décisionnel précieux. Elle indique que les efforts de sécurisation de la ressource (retenues collinaires, irrigation d'appoint) doivent être prioritairement ciblés sur cette zone centrale vulnérable, qui porte l'essentiel de la production céréalière mais dispose des marges de sécurité hydrique les plus faibles. À l'inverse, les zones du Nord-Est et du Sud-Ouest disposent d'un capital naturel plus robuste pour soutenir des cultures pérennes exigeantes.

VI.3.4.2. Dynamiques spatio-temporelles de l'Eau du Sol

L'analyse croisée des dynamiques spatio-temporelles permet de dépasser la simple description statistique pour proposer un diagnostic fonctionnel du bassin de l'Oued Isser. Trois processus majeurs émergent de cette étude, illustrant la complexité des interactions en milieu semi-aride.

La première conclusion forte concerne le rôle de la zone non-saturée. Contrairement aux modèles classiques des zones humides où le flux est gravitaire (vers le bas), nos simulations (Figure IV.10) démontrent que l'Oued Isser fonctionne grâce à une boucle de rétroaction active avec l'aquifère superficiel. Le processus de Revap (remontée capillaire) n'est pas anecdotique : il contribue jusqu'à 32 % de l'évapotranspiration au moment critique où le sol de surface est épuisé (printemps/été). Ce résultat s'aligne avec les travaux d'Adrià Barbeta et Peñuelas (2017), confirmant que la végétation pérenne du bassin (oliviers, maquis) ne doit sa survie qu'à cette connexion hydraulique avec les réserves profondes. Le sol agit donc comme un tampon bidirectionnel : zone de recharge en hiver, et zone d'extraction en été.

L'analyse du profil vertical (Figure IV.12) met en lumière une incohérence apparente qui est en réalité une stratégie d'adaptation. Alors que la couche de surface (0-10 mm) est volatile

et sèche presque en permanence (ce qui contraste avec les zones humides décrites par Gao et al., 2016), les horizons profonds maintiennent une stabilité relative. Cette structure inversée en été (surface sèche / profondeur humide) agit comme un écran protecteur : la croûte sèche de surface limite l'évaporation physique, préservant l'eau des couches inférieures pour l'usage exclusif des racines profondes. C'est ce découplage vertical qui permet à l'arboriculture de valoriser les pluies hivernales tard dans la saison sèche.

L'analyse spatiale a révélé que la distribution de l'eau n'est pas seulement dictée par la pluie, mais verrouillée par la lithologie et la topographie (bipolarisation Nord/Sud vs Centre sec). Cependant, le point le plus préoccupant réside dans la dynamique temporelle longue (1977-2018). Si l'humidité du sol semble stable, la composante Revap chute de manière significative (-1,1 mm/an). Dans l'Oued Isser, cette baisse est la signature probable d'un rabattement des nappes. L'aquifère descend, rompant progressivement le lien capillaire avec les racines. Ce résultat suggère que la résilience historique du bassin est en train de s'éroder, menaçant à terme de transformer des zones d'agriculture pluviale en terres nécessitant une irrigation intégrale.

VI.3.4.3. Pertinence de l'anomalie et géographie des crises

En hydrologie, il est fondamental de distinguer le déficit hydrique (l'écart absolu par rapport à la saturation) de l'anomalie (l'écart statistique par rapport à la normale). Dans un contexte semi-aride comme celui de l'Oued Isser, la notion de déficit est presque une tautologie : le système est structurellement en manque d'eau durant six mois de l'année. Se baser uniquement sur cette métrique reviendrait à constater une évidence saisonnière sans valeur ajoutée pour la gestion.

C'est pourquoi l'utilisation de l'Anomalie d'Humidité du Sol (SWA) s'impose. Cet indicateur agit comme un filtre : il supprime le signal saisonnier normal pour isoler les événements exceptionnels. Il ne nous dit pas le sol est sec, mais le sol est anormalement sec pour la saison, ce qui constitue la véritable définition opérationnelle de la sécheresse agricole.

L'analyse temporelle des anomalies (Figures IV.15 et IV.16) confirme que la variabilité de l'humidité du sol est pilotée en premier lieu par les chocs pluviométriques. Les grandes crises identifiées dans notre série (notamment le traumatisme de 1983 ou la séquence récente 2015-2017) correspondent aux déficits pluviométriques majeurs du Maghreb.

Cependant, nos résultats suggèrent que la température joue un rôle d'amplificateur. Lors des années chaudes, la demande évaporative atmosphérique exacerbe la perte d'eau du sol, creusant l'anomalie négative au-delà du simple manque de pluie. Cette synergie entre déficit de précipitation et forte évapotranspiration explique la sévérité et la persistance des cycles de sécheresse pluriannuels observés.

La spatialisation des anomalies (Figure V.6) corrobore l'hétérogénéité structurelle du bassin. La distribution ne suit pas le hasard mais une logique déterministe :

- Les facteurs climatiques et orographiques créent des refuges hydriques au Sud-Ouest (montagne) et au Nord-Est (influence côtière), où les sols maintiennent une résilience face aux aléas.
- À l'inverse, la zone centrale du bassin apparaît comme le ventre mou du système. Cette vulnérabilité s'explique par la conjonction défavorable d'une pluviométrie moindre, de sols marneux à faible rétention et d'une agriculture intensive qui sollicite les réserves.

L'étude des anomalies démontre que la sécheresse dans l'Oued Isser n'est pas un phénomène uniforme. Elle frappe préférentiellement les plaines centrales et s'installe souvent pour des cycles cumulatifs de 2 à 3 ans. Pour l'agriculture, cela implique que les stratégies d'adaptation ne doivent pas être calées sur l'année moyenne, mais dimensionnées pour survivre à ces séquences pluriannuelles critiques.

VI.3.5. Distribution spatio-temporelle de l'ET

La cartographie de l'Évapotranspiration Potentielle (ETP), présentée en Figure V.8, matérialise la soif atmosphérique du bassin. La distribution spatiale obéit à un gradient méridien strict, dicté par la continentalité et l'altitude. On observe une augmentation progressive de la demande du Nord vers le Sud : les valeurs minimales (zones jaunes/vertes) se cantonnent à la frange littorale et aux sommets de l'Atlas Blidéen, tempérés par la brise marine et l'altitude. À l'inverse, les hautes plaines méridionales et la dépression centrale (teintes rouges/oranges) agissent comme des pôles de demande évaporative intense, où l'ETP dépasse fréquemment les 1200 mm/an. Cette configuration impose une contrainte structurelle majeure à l'agriculture pluviale dans la moitié sud du bassin, où le déficit hydrique climatique est quasi-permanent.

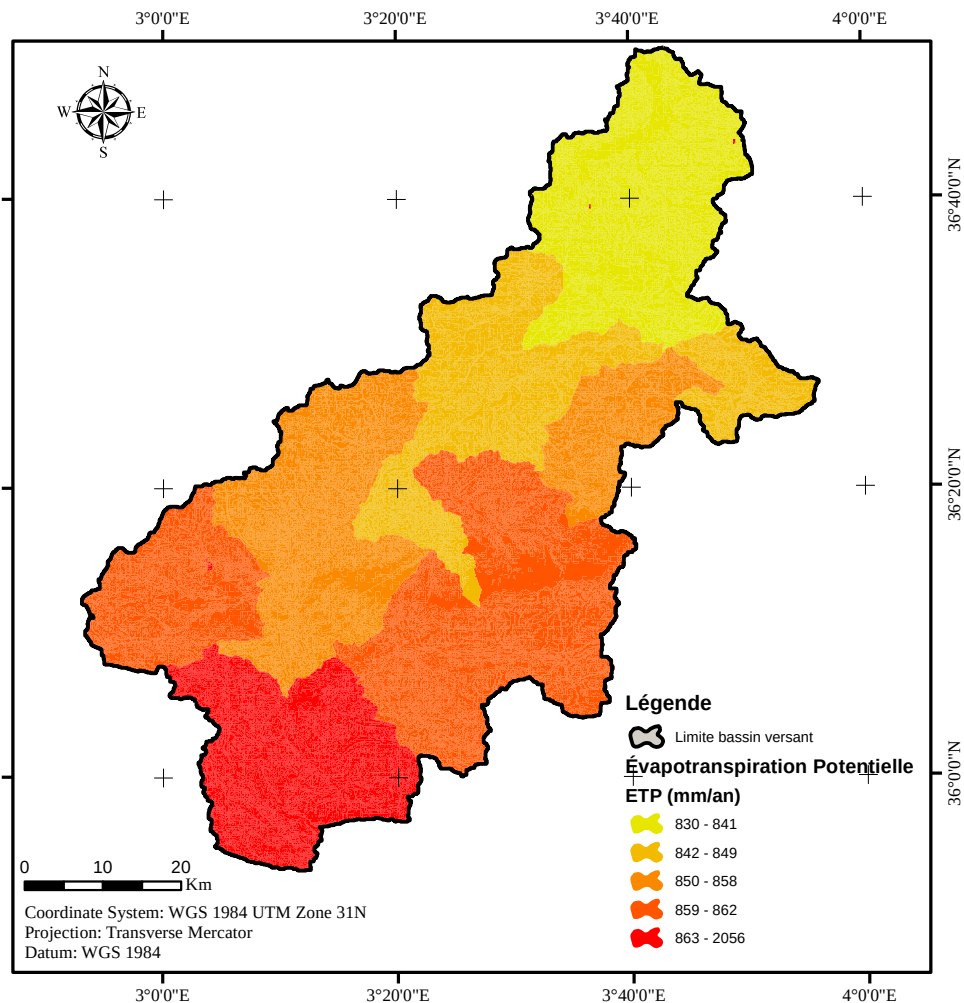


Figure VI.8 : Distribution de l'Évapotranspiration Potentielle (ETP) moyenne annuelle.

VI.3.6. L'Évapotranspiration Réelle (ETR)

La carte de l'Évapotranspiration Réelle (Figure V.9) offre une image inversée et plus complexe, car elle intègre la limitation par la disponibilité en eau. Contrairement à l'ETP qui est un forçage climatique, l'ETR est une réponse physiologique. Les zones les plus actives (teintes vert foncé, > 330 mm/an) se superposent parfaitement aux écosystèmes forestiers et aux maquis denses du Nord-Ouest (Atlas Blidéen). Ici, la rugosité du couvert végétal et la profondeur d'enracinement permettent d'extraire l'eau efficacement, transformant l'énergie solaire en flux de vapeur. En contraste saisissant, la zone centrale marneuse et les plaines du sud (teintes brunes, < 300 mm/an) affichent les taux d'ETR les plus faibles. Ce résultat est capital : il démontre que dans ces secteurs agricoles, le facteur limitant n'est pas l'énergie, mais le manque d'eau dans le sol (stress hydrique), bridant la productivité primaire des cultures céréalières.

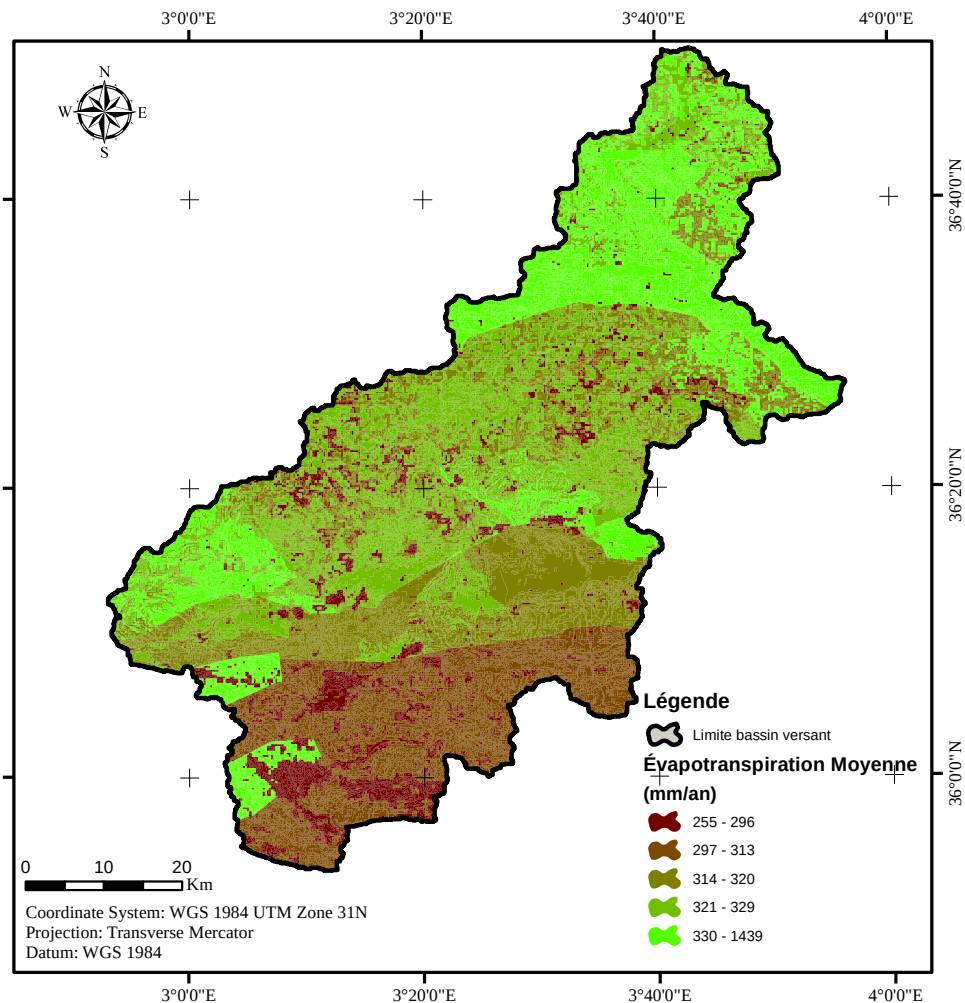


Figure VI.9 : Simulation de l'Évapotranspiration Réelle (ETR) moyenne annuelle à l'échelle des sous-bassins.

VI.3.6.1. Le rôle tampon de la nappe (Revap)

Enfin, l'analyse spatiale de la remontée capillaire (Revap) apporte un éclairage inédit sur les mécanismes de survie de la végétation. La Figure V.10 isole les zones où l'aquifère peu profond connecte hydrauliquement avec la zone racinaire. Les plages jaunes et ocres (valeurs élevées) correspondent précisément aux corridors alluviaux de l'Oued Isser et de ses affluents majeurs. Dans ces zones de convergence, la nappe soutient l'évapotranspiration durant la saison sèche, agissant comme une perfusion souterraine pour la ripisylve et les cultures irriguées. A contrario, les vastes étendues brunes des interfluvies marneux montrent une déconnexion totale (Revap nulle), confirmant leur extrême vulnérabilité à la sécheresse météorologique dès lors que le stock d'eau du sol superficiel est épuisé.

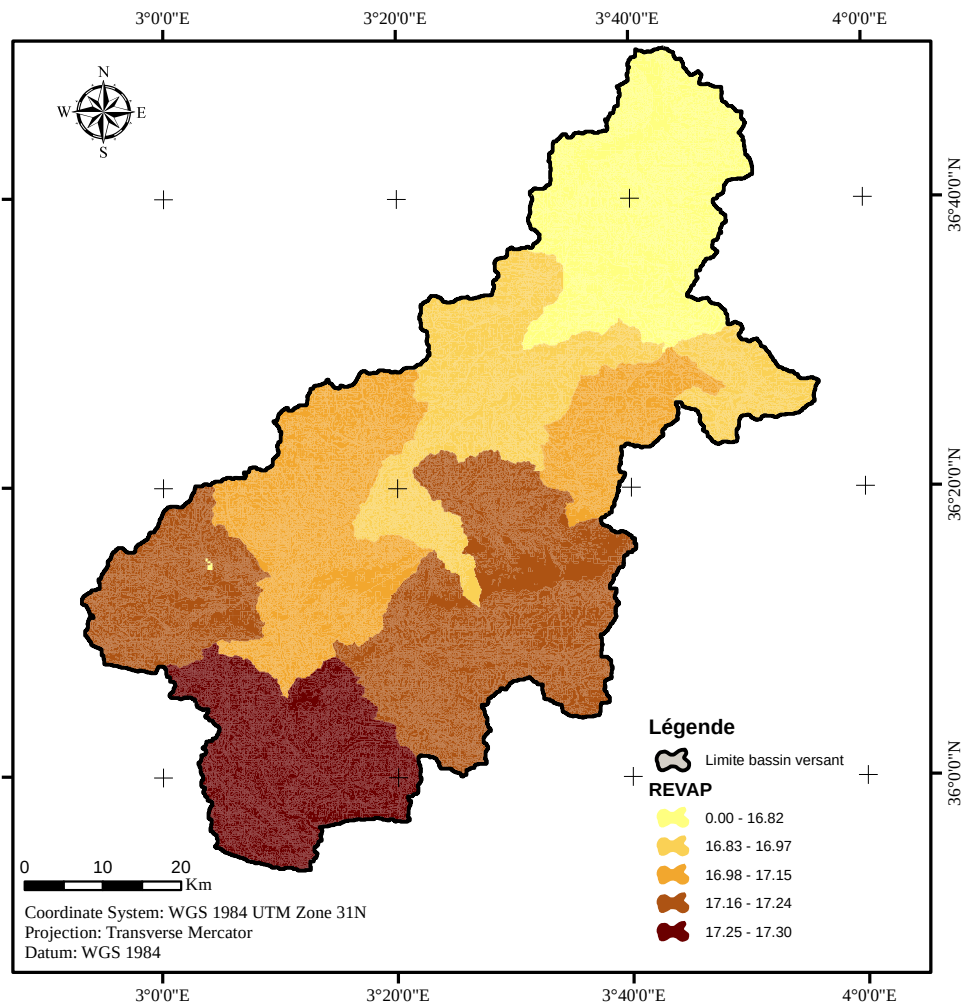


Figure VI.10 : Contribution des nappes à la zone racinaire : Distribution spatiale du flux de remontée capillaire (Revap).

VI.3.6.2. Hétérogénéité spatiale et dynamique saisonnière de l'eau du sol

Pour saisir la géographie invisible de l'eau dans le bassin, nous avons cartographié la teneur en eau normalisée (fraction de la Réserve Utile). L'analyse de la distribution moyenne annuelle (Figure V.11) révèle une organisation spatiale en mosaïque qui défie la simple logique d'un gradient Nord-Sud. On observe une bipolarisation marquée des réserves : deux châteaux d'eau naturels se détachent nettement par leurs teintes sombres (teneurs $> 0,11$ mm/mm). Le premier, situé dans le bastion montagneux du Sud-Ouest (Haut-Isser), bénéficie de l'effet orographique sur les précipitations. Le second, localisé à la pointe Nord-Est (Bas-Isser), pourrait traduire l'influence des sols alluviaux profonds de la plaine côtière ou la proximité de la nappe. Entre ces deux pôles, la vaste zone centrale et occidentale apparaît comme le ventre mou du bassin, dominé par des teintes claires (jaune/orange, $< 0,05$ mm/mm), matérialisant une vulnérabilité structurelle à la sécheresse édaphique. Cette

organisation spatiale complexe, où la topographie et la pédologie modulent le signal climatique, est conforme aux modèles de distribution observés dans d'autres bassins méditerranéens hétérogènes, comme l'ont démontré Brocca et al. (2010) en Italie centrale.

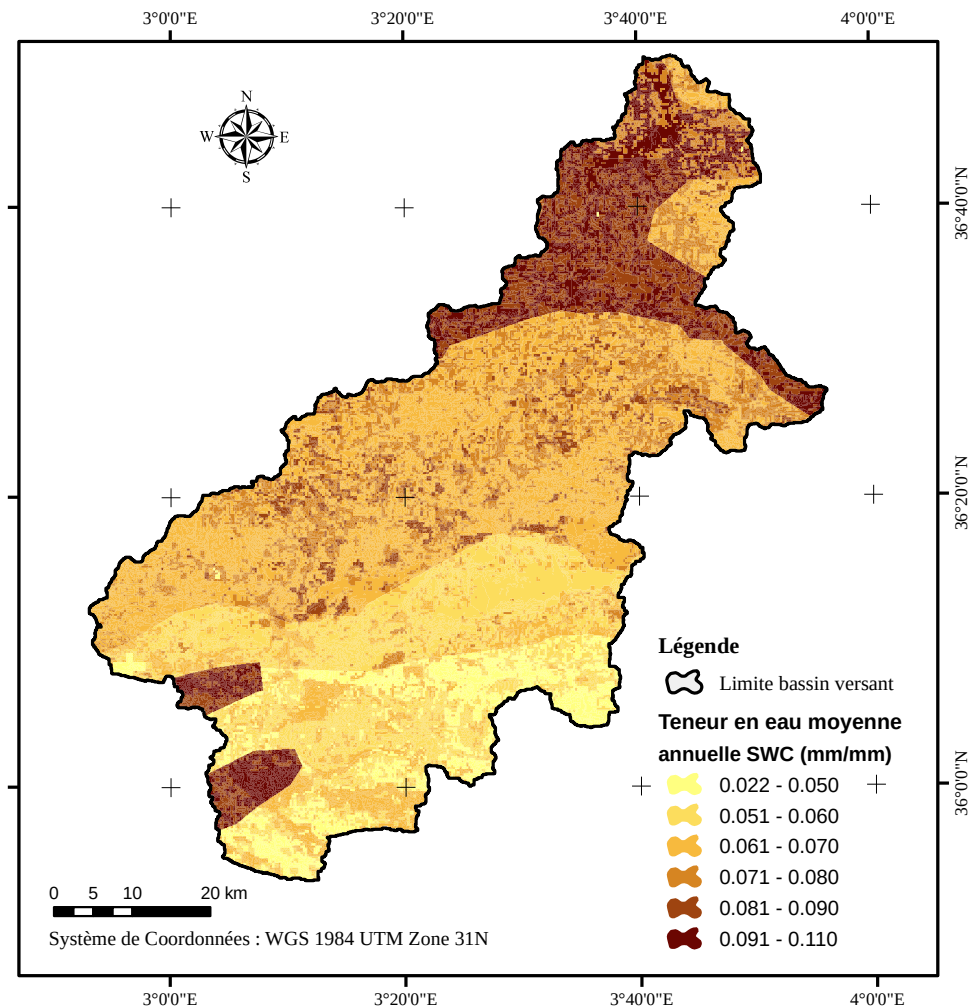


Figure VI.11 : Hétérogénéité spatiale de la teneur en eau moyenne annuelle du sol (SWC).

Cependant, cette image annuelle statique masque la respiration du bassin au fil des saisons (Figure V.12). L'analyse séquentielle met en lumière un phénomène d'hystérésis (ou effet mémoire) fascinant. L'Hiver (c) et le Printemps (d) constituent sans surprise la phase de recharge majeure, où la saturation s'étend du Nord au Sud, validant le caractère synchrone de la réponse aux pluies frontales, typique des climats semi-arides (Grayson et al., 1997). L'Été (a) marque le début de la vidange, avec un assèchement qui progresse depuis les plaines centrales. Mais le point saillant de cette analyse réside dans la carte de l'Automne (b). Contrairement à une intuition première, c'est bien l'automne qui apparaît comme la saison la plus critique (dominance absolue du jaune pâle). Ce paradoxe s'explique par l'inertie du système : après quatre mois de déficit estival, le réservoir sol est totalement vidé. Les pluies

d'automne, bien que présentes, sont initialement consommées pour ré-humecter la matrice du sol avant de pouvoir faire remonter les moyennes. Ce résultat souligne que le risque de stress hydrique pour les cultures d'hiver (céréales) est maximal au moment des semis, confirmant la nécessité de pratiques de conservation de l'eau (telles que le semis direct) pour préserver l'humidité résiduelle, une stratégie préconisée par Mrabet (2002) pour l'agriculture nord-africaine.

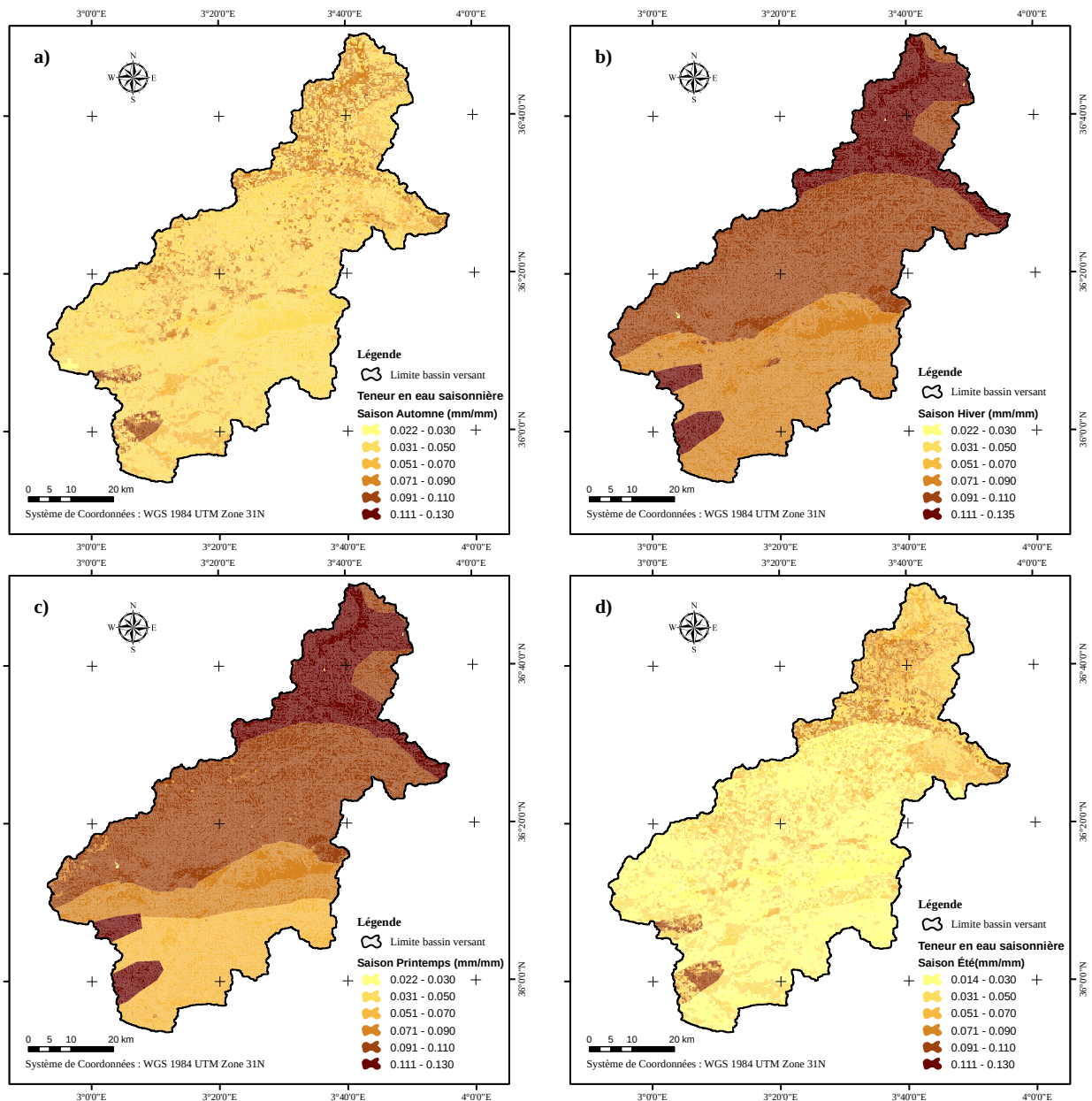


Figure VI.12 : Cartographie de la dynamique saisonnière de l'état hydrique des sols (a : saison automnale ; b : saison hivernale ; c : saison printanière ; d : saison estivale).

En définitive, la distribution de l'eau dans l'Oued Isser est le produit d'une interaction dynamique entre des facteurs statiques (sol, relief) qui contrôlent la variabilité spatiale, et le forçage climatique qui dicte la variabilité temporelle. Cette dichotomie entre contrôles locaux et climatiques rejoint la théorie des états préférés de l'humidité du sol développée par Western et al. (2004), suggérant que le bassin oscille entre un état humide organisé par la topographie (hiver) et un état sec organisé par l'évaporation et la texture du sol (automne).

VI.3.7. Le ruissellement de surface

VI.3.7.1. Variabilité annuelle

L'analyse de la dynamique de l'écoulement ne se limite pas à quantifier des volumes globaux ; elle doit avant tout identifier la spatialité de la réponse hydrologique face aux impulsions climatiques. À cet égard, l'examen préliminaire des distributions statistiques, illustré par les diagrammes Quantile-Quantile des écoulements mensuels (Figure V.12, panneaux b et d), livre une information capitale sur le régime du bassin. La déviation marquée des points par rapport à la droite de normalité, particulièrement visible pour les valeurs extrêmes en queue de distribution, traduit mathématiquement la violence du régime de l'Oued Isser. Cette asymétrie confirme que le ruissellement n'y est pas un processus linéaire et régulier, mais une réponse brutale à des épisodes pluvieux intenses, générant ces crues éclairs redoutés qui caractérisent l'hydrologie tellienne et qui échappent aux lois statistiques classiques.

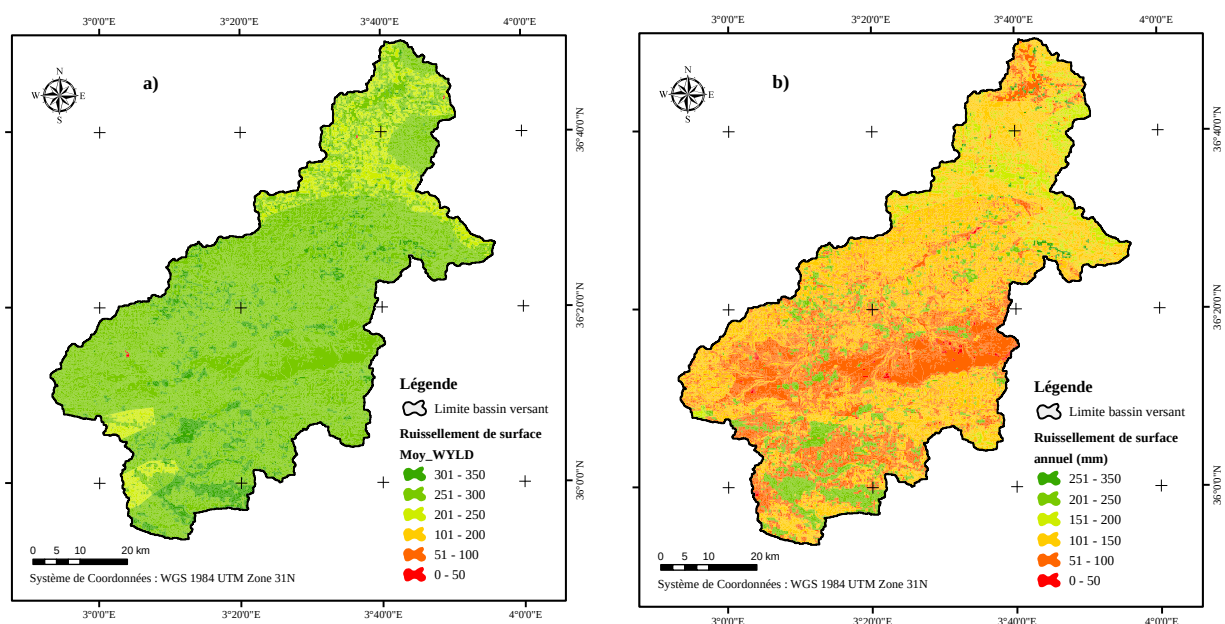


Figure VI.13 : Cartographie des zones contributives aux écoulements moyens annuels à l'échelle du bassin de l'Oued Isser (a : lame d'eau totale écoulée; b : ruissellement de surface annuel).

La cartographie des écoulements moyens annuels (Figure V.13) vient corroborer cette analyse statistique en démentant l'idée d'une contribution uniforme du bassin versant. Elle met en lumière une hétérogénéité spatiale structurée, non seulement par le gradient pluviométrique Nord-Sud, mais surtout par la nature du substrat géologique. Les zones représentées en teintes sombres sur la carte, principalement situées dans le Bas-Isser et sur les reliefs littoraux, affichent les lames d'eau écoulées les plus importantes, dépassant localement les 300 mm par an. Dans ce secteur, la pluviométrie abondante se conjugue à des pentes fortes pour accélérer le temps de concentration et limiter l'infiltration. Plus au sud, dans la partie centrale du bassin, on observe un paradoxe apparent où, malgré une pluviométrie moindre, l'écoulement demeure significatif. Ce comportement s'explique par la dominance des vertisols et des marnes décrite au chapitre précédent ; ces sols, une fois leurs fissures de retrait colmatées par les premières pluies d'automne, agissent comme des surfaces imperméables favorisant un ruissellement hortonien intense même sous des averses modérées.

VI.3.7.2. Variabilité saisonnière

À l'inverse de ces zones productrices, les secteurs représentés par des teintes plus claires sur la Figure V.12, correspondant aux plaines alluviales et aux piémonts à pente douce, jouent un rôle naturel d'amortisseur en favorisant l'étalement et l'infiltration des eaux. Sur le plan temporel, cette mosaïque spatiale évolue au rythme des saisons : si l'hiver provoque une saturation et une réponse généralisée de l'ensemble du bassin, la carte s'éteint littéralement en été, où le ruissellement devient nul à l'exception de rares événements convectifs. En définitive, la distribution spatiale présentée en Figure V.12 démontre que l'écoulement n'est pas une simple réplique de la carte des précipitations, mais le résultat complexe de la transformation de la pluie par un territoire physiquement contrasté, où les formations marneuses accélèrent la réponse hydrologique tandis que les zones alluviales tendent à la freiner.

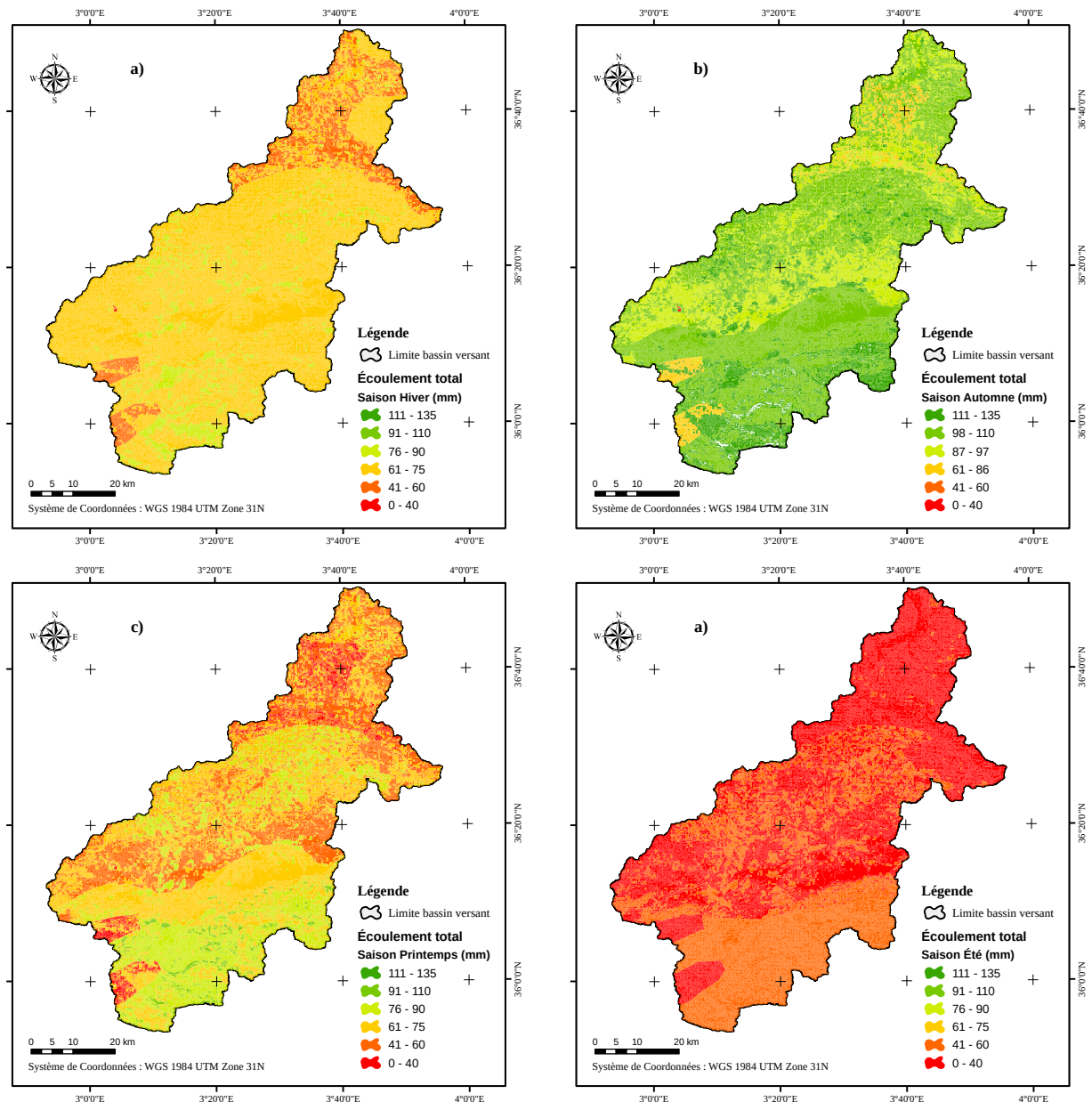


Figure VI.14 : Cartographie de la variabilité saisonnière du ruissellement de surface à l'échelle du bassin de l'Oued Isser (a : saison hivernale ; b : saison automnale ; c : saison printanière ; d : saison estivale).

L'analyse de cette carte permet d'identifier les zones sources de ruissellement (en vert/jaune) qui correspondent aux affleurements marneux et argileux du centre du bassin. Ces zones, caractérisées par une faible perméabilité, réagissent violemment aux pluies. À l'inverse, les zones rouges/oranges indiquent des secteurs où le ruissellement est faible, soit en raison d'un couvert forestier dense favorisant l'infiltration (Nord-Ouest), soit à cause de pluies trop faibles (Sud). Pour l'aménagement du territoire, cela signifie que les ouvrages de protection contre les crues et l'érosion doivent être prioritairement implantés dans la zone centrale, véritable moteur des crues du bassin.

À l'opposé de ce spectre hydrologique, la carte de la saison estivale matérialise l'aridité structurelle qui frappe la région durant les mois chauds. Le paysage hydrologique s'éteint littéralement, dominé par une teinte rouge uniforme indiquant des lames d'eau écoulées négligeables, comprises entre 0 et 40 mm sur l'ensemble du territoire. Cette mise en sommeil du réseau hydrographique superficiel traduit l'épuisement des stocks d'eau du sol et la prédominance absolue de l'évapotranspiration, qui intercepte les rares événements orageux avant qu'ils ne puissent générer un signal à l'exutoire. Seuls les secteurs les plus en altitude de l'Atlas Blidéen conservent une activité hydrologique résiduelle, témoignant de leur rôle de château d'eau capable de soutenir un débit de base minimal, même au cœur de l'étiage sévère.

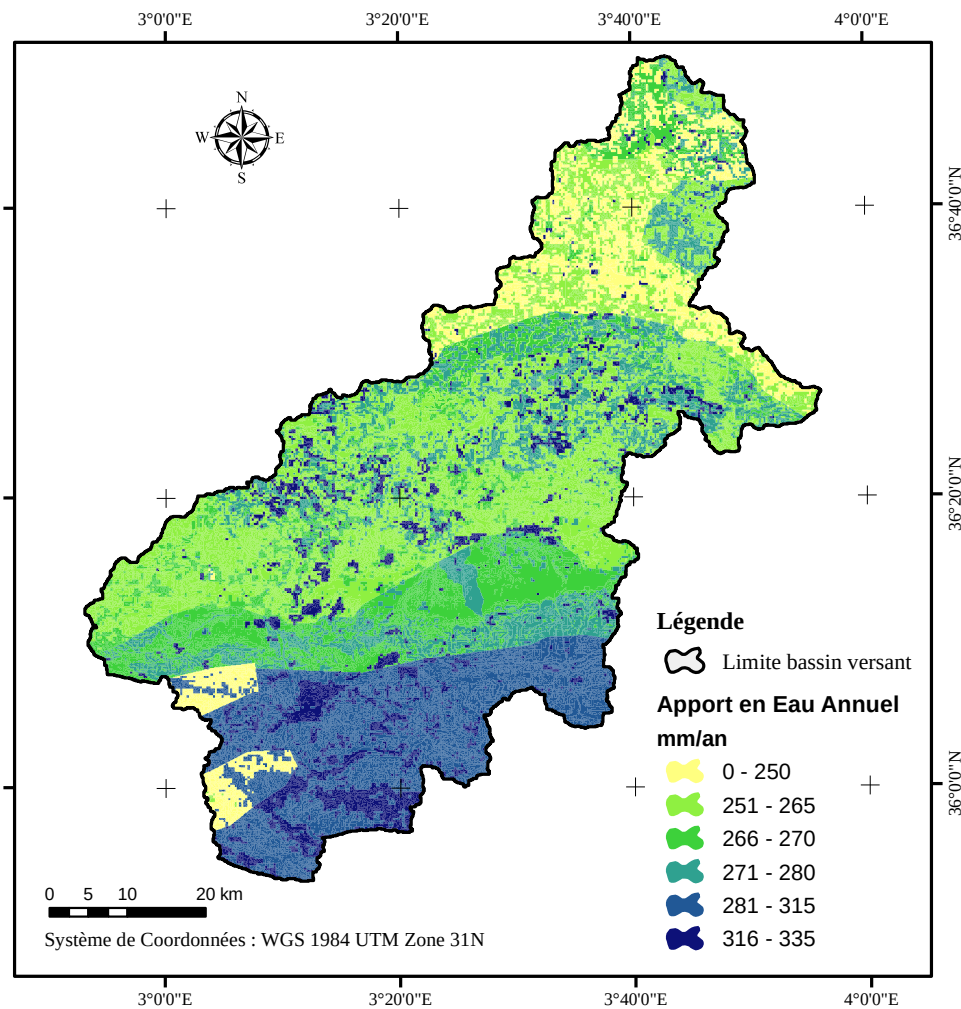


Figure VI.15 : Distribution spatiale de la lame d'eau écoulée totale (Water Yield) moyenne annuelle.

L'analyse des saisons de transition, l'automne et le printemps, dévoile quant à elle un phénomène d'hystérésis fascinant lié à la mémoire du sol. La carte automnale montre une

réactivation rapide des écoulements, notamment dans la partie centrale du bassin, caractérisée par des teintes vertes et jaunes. Ce comportement réactif s'explique par la nature des sols vertiques et des marnes : après la dessiccation estivale, les premières pluies d'automne ruissellent sur des surfaces encroutées ou saturées en surface, générant des réponses hydrologiques brutales avant même que la recharge des aquifères ne soit effective. En revanche, la carte printanière présente une distribution spatiale plus nuancée, héritière de la saturation hivernale. Bien que les précipitations diminuent, le bassin bénéficie de l'inertie des stocks souterrains et de l'humidité des sols accumulée, permettant de maintenir des écoulements significatifs (plages jaunes et vertes) sur les piémonts, assurant ainsi une transition graduelle vers la saison sèche. En définitive, cette dynamique saisonnière confirme que le risque d'inondation est bimodal, concentré sur l'hiver et l'automne, tandis que la gestion de la pénurie devient la priorité absolue dès la fin du printemps.

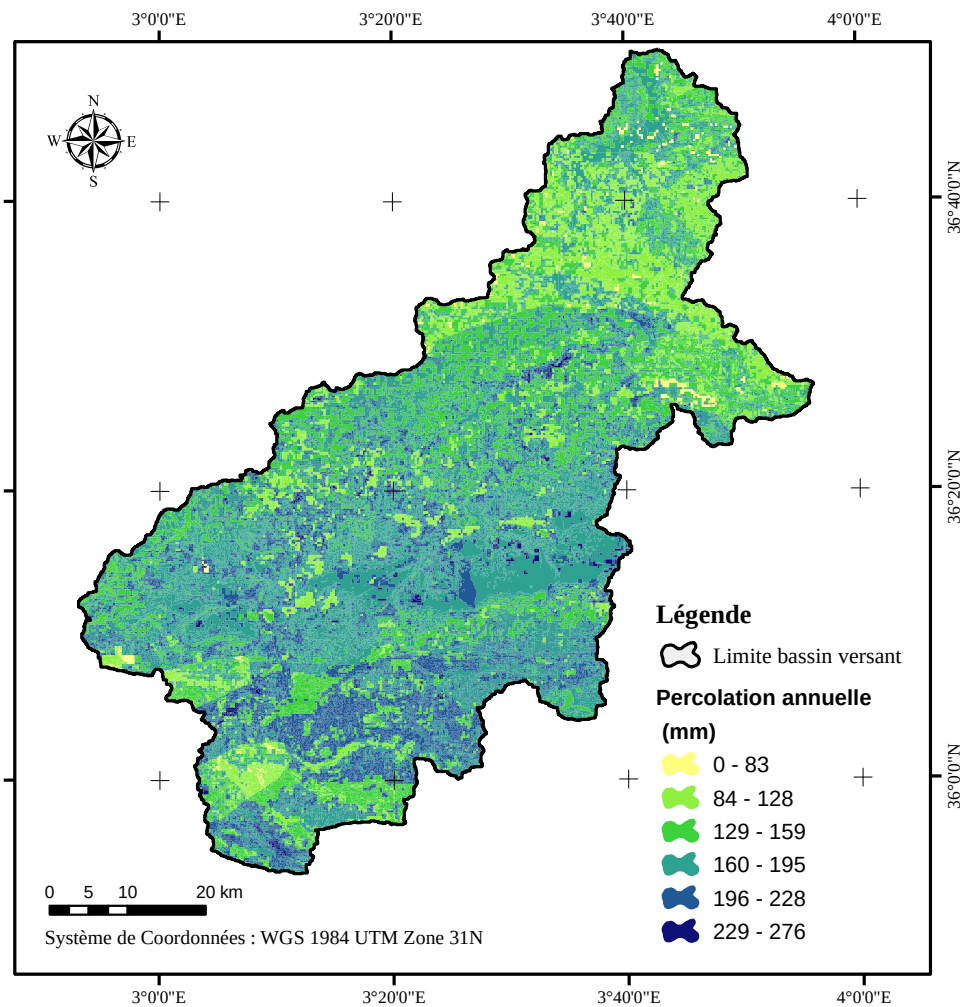


Figure VI.16 : Estimation spatialisée de la recharge potentielle des aquifères (Percolation profonde annuelle moyenne).

VI.4. Discussion générale et synthèse

L'analyse de la réponse hydrologique du bassin versant de l'Oued Isser débute impérativement par un diagnostic de la distribution statistique des lames d'eau écoulées, étape indispensable pour valider la robustesse des simulations. À cet égard, l'examen des diagrammes de probabilité présentés en Figure V.12 (panneaux b et d) offre une lecture fascinante du régime de l'oued. Contrairement aux précipitations annuelles qui tendent vers une distribution normale, les écoulements mensuels et journaliers s'écartent radicalement de la loi de Gauss. La courbure sigmoïde très prononcée observée sur le diagramme Quantile-Quantile (Q-Q plot) traduit une asymétrie positive forte et une distribution à queue lourde. En termes hydrologiques, cette signature statistique signifie que le fonctionnement du bassin n'est pas linéaire : il est dominé par des périodes de calme relatif (basses eaux) intercouppées par des événements paroxystiques violents. Cette déviation par rapport à la normalité confirme que la génération des écoulements dans l'Isser est pilotée par des mécanismes de seuil, caractéristiques des régimes d'oueds méditerranéens, où le ruissellement ne s'enclenche massivement que lorsque l'intensité pluvieuse sature instantanément la surface du sol, générant les redoutables crues éclairs (flash-floods) qui échappent aux statistiques classiques.

Au terme de cette investigation numérique, la modélisation via l'outil SWAT a permis de dépasser la simple observation ponctuelle des débits pour proposer une lecture tridimensionnelle et dynamique du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Oued Isser. Pour valider la portée scientifique de ces résultats, il convient de les confronter aux travaux antérieurs menés sur des hydrosystèmes homologues du Maghreb.

VI.4.1. Performance du modèle

La performance statistique obtenue ($NSE = 0.67$ en validation) place notre modélisation dans la fourchette haute des études réalisées en Algérie septentrionale. À titre de comparaison, les travaux de Hallouz et al. (2018) sur le bassin voisin de la Tafna rapportaient des coefficients de Nash variant entre 0.45 et 0.58 en pas de temps journalier, souvent pénalisés par la complexité karstique de l'Ouest. La valeur de 0.67 obtenue sur l'Isser témoigne d'une meilleure adéquation du modèle SWAT aux bassins versants à dominance marneuse et au régime pluvial franc, moins perturbés par les pertes souterraines profondes que les bassins de l'Oranie. Toutefois, la sous-estimation systématique des pics de crue extrêmes (visible sur

nos hydrogrammes) est un biais récurrent du modèle Curve Number, également souligné par Ouessar et al. (2009) en Tunisie, qui attribuent cette limite à l'incapacité de l'équation journalière à capturer les intensités horaires des orages convectifs méditerranéens.

VI.4.2. Le bilan hydrique

Le diagnostic qui émerge de notre analyse est celui d'un système sous contrainte évaporative majeure. Nos simulations indiquent que l'évapotranspiration réelle (ETR) consomme plus de 65 % des précipitations incidentes. Ce chiffre, bien que élevé, révèle une singularité du bassin de l'Isser par rapport au contexte régional. En effet, des études menées sur le bassin du Chélib par Meddi et Hubert (2003) évoquent des pertes par évaporation frôlant les 80-85 % dans les zones semi-arides intérieures. Le taux de 65 % observé ici confirme le caractère sub-humide de la frange littorale et montagneuse de l'Isser (Atlas Blidéen), qui agit comme un château d'eau productif capable de générer de l'écoulement (Blue Water) plus efficacement que les bassins des Hautes Plaines.

VI.4.3. Ruissellement et lithologie

Sur le plan spatial, nos résultats (Section 4.2.3) ont mis en évidence une dichotomie fonctionnelle nette : des zones marneuses (centre) très productrices de ruissellement malgré une pluie moyenne, face à des zones alluviales (nord) tampons. Cette observation corrobore le concept de zones contributives variables décrit par Latron et al. (2009) sur le pourtour méditerranéen. Contrairement aux climats tempérés où le ruissellement est dicté par la saturation de tout le profil de sol, l'Oued Isser réagit selon un mécanisme hortonien (refus d'infiltration) piloté par l'état de surface (croûte de battance sur les marnes). Ce comportement explique la violence des crues éclairs simulées : le sol, imperméabilisé en surface, transfère quasi-instantanément la pluie à l'exutoire, un phénomène que Tramblay et al. (2013) identifient comme le risque majeur pour l'envasement des barrages au Maghreb.

VI.4.4. Recharge et Résilience

L'apport le plus critique de cette étude réside dans l'analyse de la recharge des nappes (Section 4.2.4). Avec une moyenne simulée inférieure à 50 mm/an sur une grande partie du bassin, nos résultats s'alignent sur les estimations de Gonçalves et al. (2013) pour les aquifères côtiers méditerranéens. Cependant, la tendance à la baisse de la composante Revap (remontée capillaire) identifiée sur la période 1977-2018 lance un avertissement sérieux. Elle

suggère un découplage progressif entre la zone racinaire et la nappe, similaire au phénomène de déconnexion hydraulique observé par Famiglietti (2014) dans les régions à agriculture intensive (comme la Californie). Si cette tendance se poursuit, la capacité des vergers de l'Isser à survivre aux étés caniculaires sans irrigation massive pourrait être compromise à court terme.

VI.5. Conclusion

Cette étude a permis de décrypter la dynamique spatio-temporelle de l'eau dans la zone racinaire du bassin versant de l'Oued Isser, en intégrant les interactions complexes entre le climat, la lithologie et l'occupation du sol. Contrairement aux approches basées sur l'absence de données, l'utilisation du modèle SWAT, rigoureusement calibré et validé sur la base de débits observés, a permis de reconstruire une chronique fiable de l'état hydrique des sols sur près de 40 ans, comblant ainsi le vide observationnel in situ.

Trois conclusions majeures se dégagent de cette analyse :

1. Une Résilience en Trompe-l'œil : Si le stock d'eau total du sol ne montre pas de tendance significative à la baisse sur le long terme, ce maintien apparent cache une vulnérabilité croissante. La composante de remontée capillaire (Revap), vitale pour la survie de l'écosystème en été, affiche une tendance négative significative. Ce signal suggère un découplage progressif entre la zone racinaire et la nappe superficielle, menaçant à terme la pérennité de l'arboriculture pluviale.
2. Une Stratification Fonctionnelle : L'analyse verticale a révélé un fonctionnement inversé par rapport aux zones humides. Ici, la surface est une interface de transit volatile, tandis que la stabilité hydrique réside dans les horizons profonds. Cette eau cachée est la ressource clé qui permet au bassin de traverser l'été méditerranéen.
3. L'Apport Stratégique de l'Anomalie (SWA) : L'étude confirme que l'Anomalie d'Humidité du Sol (SWA) est un indicateur bien plus pertinent que le simple déficit pour la gestion de la sécheresse. En filtrant la saisonnalité normale, le SWA a permis d'identifier avec précision les cycles de crises pluriannuelles (comme 1983 ou 2015-2017).

En définitive, ce chapitre démontre que le bassin de l'Oued Isser n'est pas un système hydrologique passif qui se contente de subir le climat. C'est un système complexe, doté de mécanismes de tampons (nappe, sols profonds) qui sont aujourd'hui sous tension.

L'utilisation conjointe de la modélisation SWAT et de l'indicateur SWA offre désormais aux gestionnaires un outil robuste pour anticiper les sécheresses agricoles et adapter les pratiques culturales à cette réalité changeante.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Conclusion générale et perspectives

Au terme de cette investigation doctorale consacrée à la modélisation hydrologique du bassin versant de l'Oued Isser, le diagnostic qui émerge dépasse la simple quantification des flux. Cette thèse a permis de construire, via l'outil SWAT, un jumeau numérique d'un hydrosystème vital pour la région centre du pays, révélant une réalité physique marquée par une vulnérabilité structurelle croissante. Loin d'être une fatalité climatique, cette vulnérabilité obéit à des mécanismes précis que nous avons décryptés : une évapotranspiration tyrannique consommant 65% de la ressource, un ruissellement violent piloté par l'imperméabilité des marnes, et une recharge des nappes devenue le maillon faible du cycle hydrologique.

La plus-value de ce travail réside dans la spatialisation de l'invisible. Là où les stations de jaugeage ne donnaient qu'une information ponctuelle à l'exutoire, notre modèle a permis de cartographier les zones productrices de crues (le ventre mou marneux du bassin) et les zones refuges pour les eaux souterraines (le littoral et l'Atlas Blidéen). La robustesse statistique du modèle ($NSE > 0.65$ en validation) confère à ces cartes une valeur opérationnelle. De plus, la mise en évidence de la baisse tendancielle de la remontée capillaire (Revap) constitue une alerte scientifique majeure : elle signale une rupture progressive de la connexion hydraulique entre les nappes et la végétation, menaçant à terme la pérennité de l'arboriculture pluviale, pilier de l'économie locale.

Les résultats de cette thèse s'inscrivent en parfaite cohérence avec les orientations stratégiques du Gouvernement Algérien en matière de sécurité hydrique. Notre diagnostic apporte des réponses concrètes aux défis identifiés par le Ministère des Ressources en Eau :

- **Axe Mobilisation et Sécurisation** : Le modèle confirme que le remplissage des barrages de Keddara et Beni Amrane est menacé par l'irrégularité chronique des apports de surface. Nos simulations valident la nécessité impérieuse de la stratégie nationale de diversification, notamment le recours aux eaux non conventionnelles (dessalement pour l'AEP d'Alger) afin de soulager la pression sur le barrage de Keddara, qui devrait être prioritairement réservé à la régulation interannuelle et à l'irrigation stratégique.
- **Axe Lutte contre l'Envasement** : En identifiant précisément les zones à fort potentiel de ruissellement érosif (les pentes marneuses du Moyen-Isser), cette thèse fournit à l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (ANBT) une carte de priorité pour les

aménagements de bassin versant. La protection de ces zones n'est plus une option, mais une urgence pour préserver la capacité utile des ouvrages.

- **Axe Préservation des Eaux Souterraines** : Conformément à la Loi sur l'Eau, notre cartographie des zones de recharge préférentielle (Figure V.14) doit servir de document de base pour les Plans Directeurs d'Aménagement et de Gestion des Ressources en Eau (PDARE). Ces zones doivent être classées comme périmètres de sauvegarde, interdits à l'imperméabilisation urbaine massive.

Pour transformer ces constats scientifiques en leviers d'action, nous formulons les recommandations suivantes à l'attention des gestionnaires (ABH-Algérois, Directions des Services Agricoles) :

- **Vers une Sanctuarisation des Zones de Recharge** : Les secteurs alluvionnaires du Bas-Isser, identifiés comme les seules fenêtres d'infiltration efficaces (> 100 mm/an), doivent faire l'objet d'un moratoire sur l'extension urbaine. L'artificialisation de ces sols couperait définitivement l'alimentation de la nappe côtière.
- **Adaptation du Calendrier Agricole** : L'analyse des anomalies d'humidité du sol (SWA) a montré que le déficit hydrique automnal est le plus critique. Il est recommandé de promouvoir des itinéraires techniques économes en eau (semis direct, irrigation d'appoint déficitaire) pour sécuriser le démarrage des céréales, plutôt que de miser sur des pluies précoces de plus en plus aléatoires.
- **Gestion Intégrée des Crues** : La violence des crues éclairs simulées par le modèle impose de repenser l'aménagement hydraulique. Plutôt que de tout miser sur les grands ouvrages, il est conseillé de multiplier les petites retenues collinaires et les aménagements de conservation des eaux et des sols (CES) dans la partie amont du bassin. Cela permettrait de laminer les crues à la source et de favoriser l'infiltration diffuse.

Ce travail ne constitue pas une fin, mais un socle. Le modèle calibré est désormais un outil vivant qui peut être mis à jour. Les perspectives de recherche doivent s'orienter vers le couplage de ce modèle avec les scénarios climatiques régionalisés (CORDEX-Afrique) pour anticiper la trajectoire du bassin à l'horizon 2050. De même, l'intégration d'un module de qualité de l'eau permettrait de répondre aux enjeux croissants de pollution diffuse qui menacent la potabilité des ressources mobilisées.

En définitive, cette thèse démontre que la bataille pour l'eau en Algérie ne se gagnera pas seulement par le béton des barrages, mais par l'intelligence de la donnée et la compréhension fine des terroirs hydrologiques.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

- ABBASPOUR, K.C. **SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual**. Eawag: Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, 2015.
- ABBASPOUR, K.C.; YANG, J.; MAXIMOV, I.; SIBER, R.; BOGNER, K.; MIELEITNER, J.; ZOBRIST, J.; SRINIVASAN, R. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, v. 333, n. 2-4, p. 413-430, 2007.
- ABIODUN, O.O.; GUAN, Y.; GUNTER, A.; ADETORO, A.A. Evaluation of the Soil Water Content in the SWAT Model Using Soil Moisture Active Passive (SMAP) Remote Sensing Data. **Water**, v. 10, n. 12, p. 1756, 2018.
- ADARSH, S.; REDDY, M.J. Trend analysis of rainfall in four meteorological subdivisions of southern India using non-parametric methods and discrete wavelet transforms. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 6, p. 1107-1124, 2015.
- AGNEW, C.T. Using the SPI to Identify Drought. **Drought Network News**, v. 12, n. 1, p. 6-12, 2000.
- AHMAD, M.D.; ISLAM, M.A.; MASIHI, I.; MUTHUWATTA, L.; KARIMI, P. **Water Accounting: Text for the content of the water accounting component of the Water Evaluation and Planning System (WEAP)**. Stockholm Environment Institute (SEI), 2010.
- ALLEN, R.G.; PEREIRA, L.S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56**. FAO, Rome, 1998.
- ANDERSON, M.C.; NORMAN, J.M.; MECIKALSKI, J.R.; OTKIN, J.A.; KUSTAS, W.P. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental United States based on thermal remote sensing: 1. Model formulation. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D10, 2007.
- ANRH. **Rapport sur les ressources en eau non conventionnelles**. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Algérie, 2018.
- ARNOLD, J.G.; MORIASI, D.N.; GASSMAN, P.W.; ABBASPOUR, K.C.; WHITE, M.J.; SRINIVASAN, R.; SANTHI, C.; HARMEL, R.D.; VAN GRIENSVEN, A.; VAN LIEW, M.W.; KANNAN, N.; JHA, M.K. SWAT: Model Use, Calibration, and Validation. **Transactions of the ASABE**, v. 55, n. 4, p. 1491-1508, 2012.
- AUGUSTINE, J.A. **Variability of precipitation in semi-arid regions**. Thèse/Rapport, 2010.

- BABEL, M.S.; KARSSSENBERG, D. Hydrological modeling in river basins. In: **Encyclopedia of Environmental Management**. Taylor and Francis, 2013.
- BABKIN, V.I. Evaporation from land. **Water Resources**, v. 36, n. 5, p. 509-519, 2009.
- BALUGANI, E.; LUBCZYNSKI, M.W.; VAN DER TOL, C. Groundwater uptake by phreatophytes in semi-arid regions. **Ecohydrology**, v. 10, n. 4, 2017.
- BANIMAHD, S.A.; KHALILI, D. Factors influencing reference evapotranspiration in a semi-arid region of Iran. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 114, p. 303–317, 2013.
- BANQUE MONDIALE. **Au-delà de la pénurie : La sécurité de l'eau au Moyen-Orient et en Afrique du Nord**. Washington, DC: Banque Mondiale, 2018.
- BARBETA, A.; PEÑUELAS, J. Relative contribution of groundwater to plant transpiration estimated with stable isotopes. **Scientific Reports**, v. 7, n. 1, p. 10580, 2017.
- BÁRDOSY, A. Calibration of hydrological model parameters for ungauged catchments. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 11, n. 2, p. 703-710, 2007.
- BARTHEL, R.; BANZHAF, J. Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional Scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models. **Water Resources Management**, v. 30, p. 1-32, 2016.
- BECKERS, J.; SMERDON, B.; WILSON, M. **Review of Hydrologic Models for Forest Management and Climate Change Applications in British Columbia and Alberta**. FORREX Series 25, 2009.
- BEKELE, E.G.; NICKLOW, J.W. Multi-objective automatic calibration of SWAT using NSGA-II. **Journal of Hydrology**, v. 341, n. 3-4, p. 165-176, 2007.
- BITTELLI, M. Measuring Soil Water Content: A Review. **HortTechnology**, v. 21, n. 3, p. 293-300, 2011.
- BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M.; WAGENER, T.; VIGLIONE, A.; SAVENIJE, H. **Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis across Processes, Places and Scales**. Cambridge University Press, 2013.
- BOUAICHA, N.; BENABDELI, K.; MEDDI, M. Impact of climate change on the water quality of reservoirs in Algeria. **Journal of Water and Land Development**, v. 41, n. 1, p. 29-38, 2019.
- BOUANANI, A.; MEDDI, M.; HAMUDUDU, B.H. Application of remote sensing and GIS for Land Use/Land Cover change detection in the Oued Isser watershed (Algeria). **Journal of Water and Land Development**, v. 41, p. 39-46, 2019.

- BOUCHELKIA, H.; BELARBI, F.; REMINI, B. Sediment transport modeling in the coastal basins of Eastern Algeria using SWAT. **Journal of Materials and Environmental Science**, v. 10, n. 1, p. 59-69, 2019.
- BOURAOUI, F.; BENABDALLAH, S.; JRAD, A.; BIDOGLIO, G. Application of the SWAT model on the Medjerda river basin (Tunisia). **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 30, n. 8-10, p. 497-507, 2005.
- BOUTAGHANE, H.; HASBAIA, M.; TOUABTIA, B. Assessment of soil erosion and reservoir sedimentation in Algerian basins. **Journal of Water and Land Development**, v. 53, n. IV-VI, p. 1-10, 2022.
- BROCCA, L.; MELONE, F.; MORAMARCO, T.; WAGNER, W. Spatial-temporal variability of soil moisture and its estimation across scales. **Water Resources Research**, v. 46, n. 2, 2010.
- BROOKS, K.N.; FFOLLIOTT, P.F.; MAGNER, J.A. **Hydrology and the Management of Watersheds**. 4th ed. Wiley-Blackwell, 2013.
- CARPENTER, S.R.; et al. Non-linear dynamics of social-ecological systems. **Science**, v. 325, p. 244-248, 2011.
- CHOW, V.T.; MAIDMENT, D.R.; MAYS, L.W. **Applied Hydrology**. McGraw-Hill Education, 1988.
- CHRISTENSEN, J.H.; et al. Regional Climate Projections. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. Cambridge University Press, 2008.
- CHUNG, S.O.; PARK, K.J.; KIM, S.J. Groundwater recharge estimation methods. **Journal of Agricultural Chemistry and Environment**, v. 5, n. 1, p. 35-42, 2016.
- CRAMER, W.; GUIOT, J.; FADER, M.; et al. Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. **Nature Climate Change**, v. 8, n. 11, p. 972-980, 2020.
- DA SILVA, A.; et al. Soil moisture dynamics in a Mediterranean vineyard. **Journal of Hydrology**, 2019.
- DAHMANI, A.; MEDDI, M. Impact of urbanization on the hydrological response of the Oued Isser basin. **Journal of Water and Land Development**, v. 39, n. 1, p. 33-44, 2018.
- DALLAS, H.F.; RIVERS-MOORE, N.A. Ecological consequences of global climate change for freshwater ecosystems in South Africa. **South African Journal of Science**, v. 110, n. 5/6, p. 1-11, 2014.

- DALY, C. Guidelines for assessing the suitability of spatial climate data sets. **International Journal of Climatology**, v. 26, n. 6, p. 707-721, 2006.
- DEFFAF, W. **Contribution à la modélisation hydrologique**. Thèse de Doctorat, Université Algérienne, 2022.
- DIDAN, K.; MUNOZ, A.B.; SOLANO, R.; HUETE, A. **MODIS Vegetation Index User's Guide (MOD13 Series)**. University of Arizona, 2015.
- DOLMAN, A.J.; VERHAGEN, A.; ROVERS, C.A. **Global environmental change and land use**. Kluwer Academic Publishers, 2003.
- DOOGE, J.C.I. The hydrologic cycle in systems analysis. In: **The Concept of the Hydrological Cycle in the History of Geophysics**, 1968.
- DZIKITI, S.; et al. Determining the water requirements of indigenous trees. **Water SA**, 2014.
- EL-HADJ, M.; MAHÉ, G.; HAMOUDI, A. Erosion and sedimentation in Algerian dams. **Proceedings of the IAHS**, v. 368, p. 214-219, 2015.
- ENDALE, D.M.; et al. Runoff generation in a humid climatic region. **Journal of Soil and Water Conservation**, 2006.
- ENTEKHABI, D.; NJOKU, E.G.; O'NEILL, P.E.; KELLOGG, K.H. The soil moisture active passive (SMAP) mission. **Proceedings of the IEEE**, v. 98, n. 5, p. 704-716, 2014.
- FAMIGLIETTI, J.S. The global groundwater crisis. **Nature Climate Change**, v. 4, n. 11, p. 945-948, 2014.
- FAO. **L'état des ressources en terres et en eau du monde pour l'alimentation et l'agriculture**. Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, Rome, 2021.
- GASSMAN, P.W.; REYES, M.R.; GREEN, C.H.; ARNOLD, J.G. The Soil and Water Assessment Tool: Historical Development, Applications, and Future Research Directions. **Journal of the American Water Resources Association**, v. 43, n. 1, p. 121-139, 2007.
- GATES, J.B.; et al. Groundwater recharge in semi-arid river basins. **Hydrogeology Journal**, 2014.
- GHASEMI, A.; ZAHEDIASL, S. Normality tests for statistical analysis: a guide for non-statisticians. **International Journal of Endocrinology and Metabolism**, v. 10, n. 2, p. 486, 2012.

- GIEC (IPCC). **Changement climatique 2022 : Impacts, adaptation et vulnérabilité.** Contribution du Groupe de travail II au sixième Rapport d'évaluation du GIEC, 2022.
- GONZÁLEZ, P.; CALBO, J. Climate variability and precipitation. **International Journal of Climatology**, 2012.
- GRAYSON, R.B.; et al. Preferred states in spatial soil moisture patterns. **Water Resources Research**, v. 33, n. 11, p. 2575-2586, 1997.
- GREEN, W.H.; AMPT, G.A. Studies on soil physics, 1. The flow of air and water through soils. **The Journal of Agricultural Science**, v. 4, n. 1, p. 1-24, 1911.
- GRIST, J.P.; NICHOLSON, S.E. A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. **Journal of Climate**, v. 14, n. 7, p. 1337-1359, 2001.
- GUERGAZI, S.; ACHOUR, S. Eutrophication of dam reservoirs in Algeria. **Larhyss Journal**, v. 22, p. 197-208, 2015.
- HADOUR, A.; MAHJOUB, M.; MEDDI, M. Modeling climate change impacts on water resources in semi-arid environments of Algeria. **Hydrological Sciences Journal**, v. 68, n. 4, p. 512-528, 2023.
- HALITIM, A. **Sols des régions arides d'Algérie.** Office des Publications Universitaires (OPU), Alger, 1988.
- HALLOUZ, F.; MEDDI, M.; MAHÉ, G.; ALIRAHMANI, S.; KEDDAR, A. Modeling of discharge and sediment transport through the SWAT model in the basin of Harraza (Northwest of Algeria). **Water Science**, v. 32, n. 1, p. 79-88, 2018.
- HATFIELD, J.L.; PRUEGER, J.H. Agro-climatology and soil moisture management. **Agronomy Journal**, 2011.
- HEALY, R.W. **Estimating Groundwater Recharge.** Cambridge University Press, 2010.
- HÉBRARD, O.; VOLTZ, M.; ANDRIEUX, P.; MOUSSA, R. Spatio-temporal distribution of soil surface moisture in a heterogeneously farmed Mediterranean catchment. **Journal of Hydrology**, v. 329, n. 1-2, p. 302-316, 2006.
- HERRMANN, S.M.; DIDAN, K.; BRUSH, S.E.; HUTCHINSON, C.F. Climate trends in the Maghreb. **Remote Sensing**, 2015.
- HILLEL, D. **Introduction to Environmental Soil Physics.** Elsevier Academic Press, 2004.
- HUETE, A.R.; JUSTICE, C.; VAN LEEUWEN, W. MODIS vegetation indices (MOD13). **Algorithm theoretical basis document**, v. 3, n. 3, 1999.

- JACKSON, R.B.; et al. Global distribution of root profiles in terrestrial carbon and water cycles. **Oecologia**, v. 123, n. 4, p. 497-510, 2000.
- JAJARMIZADEH, M.; HARUN, S.; SALARPOUR, M. A review on theoretical consideration and types of models in hydrology. **International Journal of Environmental Science and Development**, v. 3, n. 3, p. 249, 2012.
- JOVANOVIC, N.; ISRAEL, S. Critical review of methods for the estimation of actual evapotranspiration in hydrologic models. **InTech**, 2012.
- JUNG, M.; et al. Recent decline in the global land evapotranspiration trend due to limited moisture supply. **Nature**, v. 467, p. 951–954, 2010.
- KENDALL, M.G. **Rank Correlation Methods**. Charles Griffin, London, 1975.
- KESSASLI, M.; DJEMILI, L. Assessment of water quality in Keddara dam (Algeria). **Journal of Materials and Environmental Science**, v. 9, n. 5, p. 1585-1594, 2018.
- KHANCHOUL, K.; BOUKHRISSA, Z.A.; ACIDI, A. Assessment of soil erosion and sediment yield in Northeast Algeria. **Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration**, v. 5, p. 1-13, 2020.
- KHATTABI, A.; et al. **Vulnérabilité et adaptation aux changements climatiques au Maroc**. Rapport de projet, 2007.
- KIDD, C. Satellite rainfall climatology: a review. **International Journal of Climatology**, 2001.
- KIDD, C.; HUFFMAN, G. Global precipitation measurement. **Meteorological Applications**, v. 18, n. 3, p. 334-353, 2011.
- KOMUSCU, A.U. Using the SPI to analyze drought in Turkey. **Drought Network News**, v. 11, p. 9-13, 1999.
- KOURAS, N.; MEDDI, M.; BOUANANI, A. Hydrological analysis of the Isser basin (Algeria). **Desalination and Water Treatment**, 2011.
- LATRON, J.; et al. Runoff generation processes in a small Mediterranean catchment (Can Vila, NE Spain). **Journal of Hydrology**, 2009.
- LI, J.; HEAP, A.D. A review of spatial interpolation methods for environmental scientists. **Australian Bureau of Meteorology and Geosciences**, 2008.
- LI, Y.; KINOSHITA, A.M. Soil moisture dynamics in semi-arid regions. **Hydrology**, 2015.

- LIONELLO, P.; BARRIAS, S.; BASTOS, A.; et al. Climate change impacts on the water cycle in the Mediterranean. **Water Resources Research**, v. 59, n. 8, p. e2022WR032, 2023.
- LVOVITCH, M.I. World water balance. **IASH-UNESCO-WMO**, 1970.
- MAJOZI, N.P.; et al. Uncertainty in satellite-derived evapotranspiration estimates. **Remote Sensing**, 2017.
- MANN, H.B. Nonparametric tests against trend. **Econometrica**, v. 13, p. 245-259, 1945.
- MCCABE, G.J.; WOLOCK, D.M. Variability of hydrological processes. **Journal of Hydrometeorology**, 2013.
- MCKEE, T.B.; DOESKEN, N.J.; KLEIST, J. The relationship of drought frequency and duration to time scales. **Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology**, p. 179-184, 1993.
- MDEE, O. Runoff estimation in ungauged catchments. **Hydrological Sciences Journal**, 2015.
- MEDDI, H.; MEDDI, M. Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. **Science et changements planétaires/Sécheresse**, v. 20, n. 1, p. 57-65, 2009.
- MEDDI, M.; ASSANI, A.A.; MEDDI, H. Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. **Comptes Rendus Geoscience**, v. 342, n. 12, p. 892-900, 2010.
- MEDDI, M.; BOUANANI, A. **Water Resources in Algeria - Part I: Assessment of Surface and Groundwater Resources**. Springer International Publishing, 2017.
- MEDDI, M.; BOUCEFIANE, A.; MEDDI, H. Impact of land use change on water resources in the Mitidja plain. **International Journal of Sustainable Water and Environmental Systems**, 2013.
- MEDDI, M.; HUBERT, P. Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. **Hydrological Sciences Journal**, v. 48, n. 6, p. 911-922, 2003.
- MERZ, R.; PARAJKA, J.; BLÖSCHL, G. Catchment hydrology and water management. **Hydrological Processes**, 2013.
- MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT. **Ecosystems and Human Well-being: Synthesis**. Island Press, Washington, DC, 2005.

- MORIASI, D.N.; ARNOLD, J.G.; VAN LIEW, M.W.; BINGNER, R.L.; HARMEL, R.D.; VEITH, T.L. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, v. 50, n. 3, p. 885-900, 2007.
- MRABET, R. Stratégies de conservation de l'eau et des sols en agriculture pluviale. **Revue HTE**, 2002.
- NATIONAL RESEARCH COUNCIL. **New Strategies for America's Watersheds**. National Academy Press, 1999.
- NEITSCH, S.L.; ARNOLD, J.G.; KINIRY, J.R.; WILLIAMS, J.R. **Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009**. Texas Water Resources Institute Technical Report No. 406, 2011.
- NEW, M.; TODD, M.; HULME, M.; JONES, P. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 15, p. 1899-1922, 2001.
- NOURI, H.; et al. Comparison of evapotranspiration measurement methods in urban landscapes. **Urban Water Journal**, 2013.
- OCHOA, C.G.; et al. Recharge in arid environments. **Journal of Hydrology**, 2012.
- OLSSON, J.; et al. Climate change impacts on hydrological processes. **Hydrological Sciences Journal**, 2016.
- OUESSAR, M.; BRUGGEMAN, A.; MOHTAR, R.H.; GABRIELS, D.; CORNELIS, W.M. Integrated water management in Tunisia. **Physics and Chemistry of the Earth**, 2009.
- PARETA, K.; PARETA, U. Quantitative morphometric analysis of a watershed of Yamuna Basin, India using ASTER (DEM) data and GIS. **International Journal of Geomatics and Geosciences**, v. 2, n. 3, p. 248, 2012.
- PECHLIVANIDIS, I.G.; JACKSON, B.M.; MCINTYRE, N.R.; WHEATER, H.S. Catchment scale hydrological modeling: a review of model selection strategies. **Global NEST Journal**, v. 13, n. 3, p. 193-214, 2011.
- PLAN NATIONAL DE L'EAU (PNE). **Rapport général**. Ministère des Ressources en Eau, Algérie, 2011.
- PORPORATO, A.; D'ODORICO, P.; LAIO, F.; RIDOLFI, L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. Ecohydrology of water-controlled ecosystems: Soil moisture and plant dynamics. **Advances in Water Resources**, 2002.

- REJANI, R.; et al. Runoff estimation for water harvesting planning. **Water Resources Management**, 2015.
- REMINI, B.; LEDUC, C.; HALLOUCHE, W. Évolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens. **Science et changements planétaires/Sécheresse**, v. 20, n. 1, p. 96-103, 2009.
- RITCHIE, J.T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. **Water Resources Research**, v. 8, n. 5, p. 1204-1213, 1972.
- ROMANO, N. Soil moisture at regional scale. **Journal of Hydrology**, 2014.
- SAXTON, K.E.; RAWLS, W.J. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. **Soil Science Society of America Journal**, v. 70, n. 5, p. 1569-1578, 2006.
- SEN, P.K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, n. 324, p. 1379-1389, 1968.
- SENEVIRATNE, S.I.; et al. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125-161, 2010.
- SEVRUK, B.; et al. Correction of precipitation measurements. **WMO Instruments and Observing Methods**, 1998.
- SHEFFIELD, J.; WOOD, E.F. Global trends and variability in soil moisture and drought characteristics. **Journal of Climate**, 2008.
- SIBANDA, T.; NONNER, J.C.; UHLENBROOK, S. Comparison of groundwater recharge estimation methods for the semi-arid hard rock Gulembu catchment, Swaziland. **Hydrological Sciences Journal**, 2009.
- SINGH, V.P. **Hydrologic Systems: Watershed Modeling**. Prentice Hall, 1988.
- SLOAN, P.G.; MOORE, I.D.; COLTHARP, G.B.; EIGEL, J.D. **Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watersheds**. Water Resources Institute Report 142. University of Kentucky, 1983.
- SOKOLOV, A.A.; CHAPMAN, T.G. **Methods for water balance computations**. UNESCO, 1974.
- SWALLOW, B.M.; et al. Integrated basin management. **IWMI Books**, 2005.

- TAÏBI, S.; MEDDI, M.; MAHÉ, G.; ASSANI, A. Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria using wavelet analysis. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 127, p. 241–257, 2017.
- TARBOTON, D.G. **Rainfall-Runoff Processes**. Utah State University, 2003.
- TESSEMA, S.M. Hydrological modeling of the Nile Basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, 2011.
- TOUBAL, A. K.; KHANCHOU, K.; BOURAOU, F. Spatial modeling of sediment yield and streamflow in a Mediterranean catchment using SWAT. **Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration**, v. 9, n. 1, p. 15-29, 2024.
- TOUCHAN, R.; et al. Long-term context for recent drought in northwestern Africa. **Geophysical Research Letters**, v. 35, n. 13, 2008.
- TRAMBLAY, Y.; AMOUSSOU, E.; DORIGO, W.; MAHÉ, G. Observed soil moisture variability in the Mediterranean region. **Journal of Hydrology**, 2014.
- TRAMBLAY, Y.; BADI, W.; DRIQUECH, F.; EL ADLOUNI, S.; NEPPEL, L.; SERVAT, E. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. **Global and Planetary Change**, v. 82, p. 104-114, 2013.
- TRAMBLAY, Y.; KOUTROULIS, A.; SAMANIEGO, L.; et al. Challenges for drought assessment in the Mediterranean region under future climate scenarios. **Earth-Science Reviews**, v. 210, p. 103348, 2020.
- TRENBERTH, K.E.; et al. Observations: Surface and Atmospheric Climate Change. In: **Climate Change 2007: The Physical Science Basis**. 2007.
- TÜRKEŞ, M. Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. **International Journal of Climatology**, 1996.
- UNCCD. **Global Land Outlook**. United Nations Convention to Combat Desertification, 2017.
- UNESCO. **Map of the world distribution of arid regions**. MAB Technical Notes 7, 1979.
- UNESCO. **Water for a Sustainable World**. The United Nations World Water Development Report 3, 2011.
- USDA-SCS. **National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology**. United States Department of Agriculture, Soil Conservation Service, 1972.
- VAN GRIENSVEN, A.; et al. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. **Journal of Hydrology**, 2012.

- VANMAERCKE, M.; POESEN, J.; VERSTRAETEN, G.; DE VENTE, J.; OCBAS, B. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. **Geomorphology**, 2011.
- WAGENER, T.; WHEATER, H.S.; GUPTA, H.V. **Rainfall-Runoff Modelling in Gauged and Ungauged Catchments**. Imperial College Press, 2004.
- WANG, K.; DICKINSON, R.E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 2, 2012.
- WESTERN, A.W.; et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments. **Journal of Hydrology**, 2004.
- WILLIAMS, C.J.; et al. Soil moisture variability in a semi-arid watershed. **Journal of Arid Environments**, 2009.
- WINCHELL, M.; SRINIVASAN, R.; DI LUZIO, M.; ARNOLD, J. **ArcSWAT Interface for SWAT2012: User's Guide**. Blackland Research and Extension Center, Texas AgriLife Research, 2013.
- WMO. **Standardized Precipitation Index User Guide**. World Meteorological Organization, 2012.
- XU, C.Y. Hydrologic models. **Water Resources Management**, 2002.
- YAO, X.; et al. Spatial interpolation of precipitation. **Journal of Hydrology**, 2013.
- YEH, P.J.-F.; FAMIGLIETTI, J.S. Regional groundwater evaporation in shallow groundwater systems. **Journal of Hydrology**, 2009.
- ZARGAR, A.; et al. A review of drought indices. **Environmental Reviews**, 2011.
- ZELELEW, M. Runoff and soil erosion modeling. **Hydrology**, 2012.
- ZETTAM, A.; TALEB, A.; SAUVAGE, S. Climate change impact on water resources in the Cheliff basin using SWAT. **Journal of Water and Land Development**, v. 35, n. 1, p. 263-274, 2017.
- ZHANG, K.; et al. Global satellite-based evapotranspiration product. **Remote Sensing of Environment**, 2016.
- ZHANG, X.; SRINIVASAN, R. GIS-based spatial precipitation estimation. **Journal of Hydrology**, 2010.
- ZHAO, L.; et al. Soil moisture spatial variability on the Loess Plateau. **Journal of Hydrology**, 2011.

ZHAO, L.; XIA, J.; XU, C.Y.; WANG, Z.; SOBKOWIAK, L.; LONG, C. Evapotranspiration estimation methods in hydrological models. **Journal of Geographical Sciences**, v. 23, n. 2, p. 359-369, 2014.

ZHUWAKINYU, M. **Water consumption by sector**. Engineering News, 2012.