

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université A. MIRA-BEJAIA



جامعة بجاية
Tasdawit n Bgayet
Université de Béjaïa

Faculté de Technologie
Département d'Hydraulique
Laboratoire de Recherche en Hydraulique Appliquée et Environnement (LRHAE)

THÈSE
EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLOME DE
DOCTORAT

Domaine : Science et Technologie
Filière : Hydraulique
Spécialité : Ouvrages Hydrauliques

Présentée par
MIMECHE Omar

Thème

Évaluation des ressources en eau des oueds du Nord de l'Algérie

Soutenu le 22 / 02 / 2024

Devant le jury composé de :

Nom et Prénom	Grade		
Mr. SAOU Abdelhamid	MCA	Univ. de Bejaia	Président
Mr. MADANI Khodir	Professeur	Univ. de Bejaia	Rapporteur
Mr. BERREKSI Ali	Professeur	Univ. de Bejaia	Examineur
Mr. BEN HAMICHE Nadir	MCA	Univ. de Bejaia	Examineur
Mr. LOUNICI Hakim	Professeur	Univ. de Bouira	Examineur
Mr. MOUNI Lotfi	Professeur	Univ. de Bouira	Examineur
Mr. LADJEL Mahmoud	Professeur à la retraite	/	Invité

Année Universitaire : 2023-2024

Remerciements

في بداية كلمتي، أتوجه بالشكر والحمد لله عزّ وجلّ، الذي منحني الشجاعة والصبر ووفّقني لإنجاز هذا العمل. فهو الذي فتح لي الطريق لأكون بينكم اليوم لمناقشة مذكرة الدكتوراه، والوصول إلى هذه المرحلة العلمية العالية. كما أود أن أعرب عن امتناني وشكري للأب العزيز والأم الكريمة، وكل العائلة الكريمة، الذين كانوا السند الأول لي ودافعاً قوياً للوصول إلى ما أنا عليه. فدعمهم وتشجيعهم كانا أساسيين خلال رحلتي العلمية.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude et mes sincères remerciements à tous les enseignants qui m'ont accompagné tout au long de mon parcours d'étude, depuis mes premières années à l'enseignement primaire jusqu'à la soutenance de cette thèse de doctorat.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude envers M. le professeur LADJEL Mahmoud, pour avoir accepté de diriger ma thèse. Je suis honoré d'avoir eu l'opportunité de travailler sous sa direction pendant les premières années de ma thèse. Son mentorat a été essentiel pour ma croissance académique. Son soutien, ses conseils éclairés et son expertise ont été cruciaux pour la réussite de ce projet de recherche. Toute la reconnaissance et les profondes gratitude vont au professeur LADJEL Mahmoud, pour ses nombreuses contributions exceptionnelles à l'université Algérienne, et plus largement, à l'avancement du domaine de l'hydrologie. Ses contributions et son expertise inégalée dans le domaine de l'hydrologie auront un impact significatif sur ce domaine en Algérie. Et l'impact de ces travaux se fera sentir pendant de nombreuses années.

Je souhaite aussi à exprimer ma profonde gratitude envers M. MADANI Khodir, professeur à l'Université de Bejaia, pour avoir accepté à continuer de superviser ma thèse. Je lui suis extrêmement reconnaissant pour m'avoir accordé une grande liberté dans mes recherches, pour son soutien constant, ses précieuses orientations, et pour avoir consacré son temps précieux à mon travail, malgré ses nombreuses responsabilités.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers M. BERREKSI Ali, professeur à l'Université de Bejaia pour son accompagnement, son précieux soutien et de m'encourager dans les moments critiques. Je tiens également à le remercier chaleureusement d'avoir honoré ma thèse de sa présence en tant qu'examineur.

Mes sincères reconnaissances envers M. SAOU Abdelhamid, maître de conférences à l'Université de Bejaia, pour avoir accepté la présidence du jury lors de ma soutenance. C'est un honneur et un privilège pour moi qu'il ait accepté cette responsabilité.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers M. BEN HAMICHE Nadir, maître de conférences à l'Université de Bejaia, M. LOUNICI Hakim, professeur à l'Université de Bouira, ainsi que M. MOUNI Lotfi, professeur à l'Université de Bouira, pour avoir accepté de juger mon travail de m'avoir honoré par leur présence dans ma soutenance. Leur présence et leur engagement dans l'évaluation de mon travail sont pour moi un grand honneur. J'accueille avec gratitude leurs remarques et leurs critiques constructives, qui contribueront sans aucun doute à l'amélioration de mon manuscrit et de la présente thèse.

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude envers tous les enseignants du Département d'Hydraulique de l'Université de Bejaia, car c'est grâce à leur enseignement dévoué et leur guidance que j'ai pu atteindre le niveau d'études que j'ai aujourd'hui. Je voudrais également exprimer ma gratitude envers tous les membres du Laboratoire de Recherche en Hydraulique Appliquée et Environnement de l'Université de Bejaia, ainsi que tous les intervenants dans ce laboratoire.

Une immense reconnaissance est adressée à Mme MOUKRANI, Mme TAGUELMIMT et tous les acteurs du service post-graduation de la faculté de technologie et du vis-rectorat pour leurs services durant tout le parcours de mon doctorat.

Enfin, je souhaite exprimer ma reconnaissance envers toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à rendre ce travail possible, que ce soit en partageant leurs idées, en m'encourageant ou en me motivant. Votre soutien a été précieux et a joué un rôle essentiel dans la réalisation de cette thèse.

Table des matières

Liste des figures	v
Liste des tableaux	vii
Liste des symboles utilisés	viii
Introduction générale	1
Chapitre 1 : Synthèse bibliographique	4
1.1 Introduction	4
1.2 Bilan hydrique et l'estimation des ressources en eau	4
1.2.1 Equation du bilan hydrique	5
1.2.2 Estimations de l'évapotranspiration :	7
1.3 Rappel sur les études antérieures effectuées pour l'estimation du l'écoulement moyen interannuel en Algérie	12
1.3.1 Travaux anciens (1948).....	13
1.3.1.1 Medinger (1948).....	13
1.3.1.2 Coutagne (1949)	13
1.3.1.3 Samie (1956).....	14
1.3.1.4 Chamont (1963).....	14
1.3.1.5 Padoun (1974).....	14
1.3.1.6 Deri (1977) - Sarvary (1987)	15
1.3.1.7 Adjel et Ismaïal (1985).....	16
1.3.1.8 Sogreah (1989)	16
1.3.2 Travaux récents	17
1.4 Conclusion	18
Chapitre 2 : Contexte général de l'Algérie : Caractéristiques physico-géographique et climatiques des bassins versants du Nord de l'Algérie	20
2.1 Introduction	20
2.2 Contexte géomorphologique.....	20

2.2.1	Situation géographique.....	20
2.2.2	Topographie et relief	22
2.2.2.1	Le Tell et l'Atlas Tellien	22
2.2.2.2	Les Hauts plateaux et l'Atlas saharien	22
2.2.2.2	Le Sahara	23
2.2.3	Sol et géologie.....	23
2.2.2.1	Le sol.....	23
2.2.2.2	La géologie.....	24
2.2.5	La couverture végétale	25
2.2.5.1	Etat actuel des forêts algériennes	25
2.2.5.2	Les steppes	26
2.2.5.3	Les feux des forêts	27
2.2.4	Bassins hydrographiques et le réseau hydrographique	27
2.2.4.1	Les grands bassins du Nord d'Algérie.....	28
2.2.4.2	Les bassins exoréiques et bassins endoréiques	29
2.3	Contexte climatique.....	30
2.3.1	Le bioclimat.....	31
2.3.2	La pluviométrie	32
2.3.3	Régimes de pluies et le changement climatique.....	34
2.3.4	Températures	35
2.3.5	Humidité.....	37
2.3.6	Evapotranspiration	39
2.2.5.3	Mesure de l'évapotranspiration	39
2.2.5.3	Estimation de l'évapotranspiration potentielle	40
2.2.5.3	Formule algérienne	41
2.2.5.3	Carte de l'évapotranspiration potentielle de l'Algérie.....	42
2.4	Conclusion.....	42
Chapitre 3 : Donnés hydro-climatiques : Collecte, analyse, traitement et comblement.....		44
3.1	Introduction	44
3.2	Réseau hydrométrique des cours d'eau de l'Algérie septentrionale	45
3.2.1	Les stations anciennes	46
3.2.2	Les stations récentes.....	46

3.2.3	Données de mesures hydrométriques des cours d'eau de l'Algérie et périodes d'observation.....	47
3.3	Donnés hydro-climatiques collectés.....	49
3.3.1	Les Données hydrométriques.....	49
3.3.2	Les donnés climatiques.....	50
3.3.3	Les caractéristiques morphométriques des bassins versants.....	51
3.4	Répartition des stations hydrométriques.....	52
3.5	Le comblement des lacunes des observations hydrométriques.....	54
3.6	Conclusion.....	59
Chapitre 4: Modélisation et régionalisation de l'écoulement moyen à l'échelle interannuel.....		61
4.1	Introduction.....	61
4.2	Facteurs de formation d'écoulement fluvial.....	62
4.3	Bilan hydrique d'un bassin versant.....	63
4.3.1	Détermination des composantes du bilan hydrologique.....	64
4.3.1.1	Les précipitations.....	65
4.3.1.2	L'évapotranspiration réelle.....	65
4.3.1.3	L'évapotranspiration potentielle.....	66
4.4	L'écoulement total et l'écoulement climatique.....	66
4.5	Réseau neuronal artificiel.....	70
4.5.1	Fonction de transfert.....	71
4.5.2	Les critères de performance.....	72
4.5.3	Architecture du modèle proposé.....	73
4.6	Modélisation est généralisation de l'écoulement moyen interannuel.....	76
4.6.1	Calcul du modèle initial (IRR).....	79
4.6.2	Calcul du modèle final (IRR _F).....	84
4.6.3	Calibration de modèle final.....	84
4.7	Conclusion.....	91
Chapitre 5 : Résultats et discussion.....		93
5.1	Introduction.....	93
5.2	Le modèle proposé.....	93
5.2.1	Les précipitations.....	94

5.2.2	Evapotranspiration potentiel	94
5.2.3	Indice De-Marthon	95
5.2.4	Langueurs des cours d'eau et superficies des bassins versants	95
5.3	Vérification et validation du modèle	96
5.3.1	Comparaison des données réelles et calculées par le modèle proposé.....	96
5.3.2	Comparaissent avec d'autres modèles.....	98
5.3.2.1	Modèles algériens	99
5.3.2.2	Modèles globaux.....	104
5.3.3	Effet de climat sur la stabilité du modèle proposé	109
5.4	Conclusion.....	111
Conclusion générale et perspectives		112
Bibliographie.....		114
Annexes		
Production scientifique		

Liste des figures

Figure (1.1) : Schéma représentatif de la courbe de Budyko.	9
Figure (2.1) : Localisation de la zone d'étude : la carte topographique d'Algérie (carte-algerie)	21
Figure (2.2) : Carte de répartition des forêts en Algérie du Nord	26
Figure (2.3) : Les grands bassins hydrographiques de l'Algérie.....	29
Figure (2.4) : Carte de distribution spatiale interannuelle des précipitations (A), la classification bioclimatique du nord de l'Algérie (B).	32
Figure (2.5) : La variation spatiotemporelle des pluies moyennes inter-mensuelle sur différentes villes de l'Algérie septentrionale.	34
Figure (2.6) : La variation spatiotemporelle des températures moyennes inter-mensuelle sur différentes villes de l'Algérie septentrionale	37
Figure (3.1) : Le réseau hydrographique principale du Nord de l'Algérie avec la situation des principales stations hydrométriques.....	45
Figure (3.2) : Les stations de jaugeages en service par année en Algérie.....	47
Figure (3.3) : La répartition spatiale des stations hydrométriques sélectionnés.	50
Figure (3.4) : Corrélation entre les apports des stations de Sidi Yahia (150901 ; oued Bousselam) et la station de Fermatou (150601 ; oued Bousselam) pendant la période de 1970-71 /1982-83 à 1985-86/1996-97.....	55
Figure (4.1) : Graphique de la dépendance entre l'écoulement enregistré et les précipitations moyennes $E = f(P_o)$	63
Figure (4.2) : Graphique de la variation de la moyenne de l'évaporation en fonction de la moyenne des précipitation $ETR_o = f(P_o)$ calculée par différentes formules.	65
Figure (4.3) : Répartition de l'écoulement climatique moyen interannuel et de l'écoulement moyen interannuel climatique en fonction de la superficie (S) ;l'estimation de l' $E_{o,clim}$ est effectuée par le modèle théorique de O'ldekope.	68
Figure (4.4) : Graphique de réparation des précipitations en fonction de la superficie du bassin versant $\ln(P_o) = f(\ln(S))$	67
Figure (4.5) : L'architecture du modèle ANN proposée utilisée pour estimer les résidus de calcul du modèle d'Ol'Dekop. Le modèle de base local (ANN ₁) ; le modèle dynamique et général (ANN ₂) ; la pluviométrie interannuelle (RIA) ; la superficie du bassin versant (S) ; longueur de cours d'eau (WC) ; l'indice d'aridité De Martonne (I) ;	

climat : Semi-aride (SD) ; Méditerranée (ME) ; Semi-humide (SH) ; Humide (H) ; Très humide (VH)	74
Figure (4.6) : Les courbes de régression non linéaire entre les résidus d'EMI et les données d'entrée ANN ₁ . Résidus d'écoulement (IARR') ; la pluviométrie interannuelle (RIA); la superficie du bassin versant (S) ; la longueur de cours d'eau (WC) ; l'indice d'aridité (IDM)	77
Figure (4.7) : Les courbes de régression linéaire multiple entre les données résiduelles de l'écoulement réel et estimé (IARR'), obtenues par les fonctions de transfert ANN ₁ , (Xi)*= Ln (Xi)	82
Figure (4.8) : (A) Graphique de régression non linéaire des valeurs du Cte avec P _o ; (B) histogramme d'analyse résiduelle standardisé des valeurs du Cte estimé en fonction de P _o	89
Figure (5.1) : (A) Régression linéaire entre l'EMI estimé et observé aux stations ; (B) variations spatiales de l'EMI estimé et observé pour chaque station hydrométrique	97
Figure (5.2) : Graphiques des régressions linéaires entre l'EMI réel et estimé obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Coutagne (B), Samie (C), Padoun (D), Deri- Savaray (E) et Saidi (F).....	100
Figure (5.3) : Courbes d'analyse résiduelle obtenues entre les données mesurés (réelles) et estimés obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Coutagne (B), Samie (C), Padoun (D), Deri-Savaray (E) et Saidi (F).....	102
Figure (5.4) : Graphiques des régressions linéaires entre l'EMI réelles et estimées obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Schreiber (B), Ol'Dekop (C), Budyko (D), Yang (E) et Sharif (F) ; Ecoulement moyen interannuel (IARR)	105
Figure (5.5) : Courbes d'analyse résiduelle entre l'EMI réel et estimé (IARR), obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Schreiber (B), Ol'Dekop (C), Budyko (D), Yang (E) et Sharif (F) ; Ecoulement moyen interannuel (IARR)	106
Figure (5.6) : Histogrammes des résultats du coefficient de détermination (R ²), du coefficient de détermination ajusté (R ² _{Adj}), de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et de l'erreur absolue moyenne (MAE). Obtenus en comparant les données de l'EMI réelles et estimées dans chaque planche climatique du nord de l'Algérie, obtenu en appliquant le modèle proposé, les modèles de Schreiber, Ol'Dekop, Budyko, Yang et Sharif	110

Liste des tableaux

Tableau (1-1) : Formules différentes pour le bilan énergétique annuel moyen de l'eau.....	8
Tableau (2-1) : Grands bassins hydrographiques de l'Algérie avec leur superficie	28
Tableau (2-2) : Moyennes inter-mensuelle des humidités relatives de l'air en (%) dans quelques zones algériennes.....	38
Tableau (2-3) : Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de L'ANRH.....	42
Tableau (3-1) : Répartition des stations hydrométriques étudiées par bassin hydrographique	52
Tableau (3-2) : Répartition des stations par chaque grand bassin hydrographique et la superficie totale couvre par les stations disponibles.....	53
Tableau (3-3) : Valeurs finales des données hydro-climatiques après le comblement ; P_o : pluie moyenne interannuelle, ETP : évapotranspiration moyenne, T_{moy} : température moyenne, E_o : écoulement moyen interannuel.	56
Tableau (4-1) : Les tests statistiques et critères de performance.....	72
Tableau (4-2) : Matrice de corrélation entre les données des résidus de l'EMI du modèle Ol'Dkop et les variables hydro-morphologiques retenues pour la modélisation ANN, $(X_i)^* = \ln (X_i)$	75
Tableau (4-3) : Paramètres statistiques et les tests de performance des modèles de régression multiple, obtenus par ANN ₁	79
Tableau (4-4) : Paramètres statistiques et les tests de performance des modèles de régression multiple, obtenus par ANN ₂ pour chaque étage bioclimatique du nord algérien.....	84
Tableau (4-5) : Tests de performance des modèles régionaux des résidus de l'écoulement appliqués aux régions climatiques du Nord de l'Algérie. Climat : Semi-aride (3), Méditerranéen (4), Semi-humide (5), Humide (6), Très humide (7).	86
Tableau (4-6) : Tests de performance de modèles IRR et IRR _F des résidus d'écoulement appliqués aux régions climatiques du Nord de l'Algérie.....	91
Tableau (5-1) : Tests statistiques et analyse des performances des résultats finaux des EMI, obtenus en appliquant le modèle proposé, les modèles de Coutagne, Samie, Padoun, Deri-Savaray et Saidi.....	103
Tableau (5-2) : Tests statistiques et analyse des performances des résultats finaux des EMI estimées, obtenus en appliquant le modèle proposé, les modèles de Schreiber, Ol'Dekop, Budyko, Yang et Sharif.	108

Liste des symboles

Notations

A	Apport interannuel	[Mm ³]
E	Ecoulement d'eau.	[mm]
E _{clim}	Ecoulement climatique	
E _{loc}	Ecoulement local	[mm]
E _o	Ecoulement moyen interannuel	[mm]
E _{o'}	Erreur/écart de calcul engendré par l'utilisation du modèle d'OI'Dekop	[mm]
H _o	Elévation moyenne du bassin,	[m]
H _{min} /H _{max}	Elévation minimale/maximale du bassin	[m]
I _a	Indice d'aridité De Martonne	[-]
L _c	Longueur du cours d'eau	[km]
P	Pluie	[mm]
P _o	Pluie moyenne interannuelle	[mm]
q _o :	Débit spécifique interannuel	[l/s.km ² .an]
r	Coefficient de corrélation	[-]
S	Superficie du bassin versant	[km ²]
T	Température	[C°]
T _{moy}	Température moyenne	[C°]
ΔS	Variation des réserves d'eau dans le bassin versant	[mm]
ΔW	Echange hydrique souterrain dans le bassin versant	[mm]

Abbreviation

ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydriques
EMI	Ecoulement Moyen interannuel
ETP	Evapotranspiration Potentielle
ETR	Evapotranspiration Réelle /actuelle
ET _o	Evapotranspiration de reference
FOSA	Étude prospective du Secteur Forestier en Afrique
MCY	Mezentsev Choudhury-Yang équation
ONM	Office Nationale de Météorologie
SIG	System Informatique Géographique

ANN ₁	Artificial Neuron Network Basic model
ANN ₂	Artificial Neuron Network Dynamic model
EIRR	Inter Annual Rainfall Runoff Residual data Estimated by IRR _F
EIRR _F	Inter Annual Rainfall Runoff Residual Estimated by IRR
FAO	Food and Agriculture Organization
IAR	Inter Annual Rainfall
IAT	Inter Annual Temperature
IRR	Transfer function given by ANN ₁
IRR _F	Transfer function given by ANN ₂
IARR	Inter Annual Rainfall Runoff
IAE ₀	Inter Annual Potential Evapotranspiration
IAE _a	Inter Annual Actual Evapotranspiration
IARR'	Inter Annual Rainfall-Runoff Residual data obtained from Ol'Dekop model
DW	Durbin Watson coefficient
MAE	Mean Absolute Error
MSE	Mean Squared Error
RMSE	Root Mean Square Error
R ²	Coefficient of determination
R ² _{Adj}	Adjusted coefficient of determination
(Xi)*	Linearized Variable
WC	Watercourse
ME	Mediterranean
SD	Semi Dry
SH	Semi Humid
H	Humid
VH	Very Humid

Introduction générale

Une évaluation des ressources en eau vise à réunir les meilleures conditions possibles pour la mobilisation, l'exploitation, la planification et la gestion de ces ressources. Elle nécessite les différentes informations sur les variations spatiotemporelles des données hydro-climatiques et des données physico-géographiques, qui se rapportent directement ou indirectement sur les paramètres de l'équation du bilan hydrique : la précipitation, l'écoulement, les pertes, ...etc.

La ressource en eau superficielle est exprimée à travers la caractéristique hydrologique principale qui est l'écoulement moyen interannuel (EMI), qui se définit théoriquement par la moyenne arithmétique d'une série de données de l'écoulement annuel suffisamment longue, et qui contient un nombre entier de cycles hydrologiques. Dans ce cas, elle est considérée comme climatiquement stable et détermine le potentiel hydrique de la région (Ladjel et Mezentseva, 2016).

En présence de donnée de mesure de longue durée, la valeur de l'écoulement est facilement déterminable. Par contre, les mesures hydrométriques ne se réalisent qu'à l'exutoire de certains (grands et moyens) bassins versants. Ce qui a fait que l'estimation de EMI dans les bassins versants non jaugés pose un problème, malgré l'abondance des données pluviométriques (Sivapalan 2003 ; Hrachowitz et al. 2013).

La valeur de l'EMI occupe une place essentielle dans les travaux de mobilisation, d'exploitation et de gestion des ressources en eau superficielle. En raison de son rôle essentiel dans les études hydrologiques, de nombreux efforts ont été faits pour développer des méthodes permettant d'estimer les débits des cours d'eau à l'échelle globale et régionale (Touazi et al. 2004 ; Dalila, 2016 ; Gunkel et Lange 2017).

En Algérie le plus grand pays d'Afrique, le climat dominant est le climat semi-aride à aride influencé par les masses d'air qui viennent du Sahara et de la Méditerranée. La pluviométrie peut atteindre plus de 1200 mm sur le littoral à moins de 50 mm au Sahara. Le pays compte parmi les pays où la disponibilité en eau est en dessous du seuil critique fixé par la Banque Mondiale

à 1000 m³ par habitant et par an. L'Algérie souffre d'une rareté chronique des ressources en eau, avec une disponibilité moyenne qui a diminué de 1500 m³ par habitant et par an en 1962 à une moyenne de 430 m³ en 2020 par an et par habitant (UNIES, 2005 ; Boubou, 2017). En revanche, la demande en eau est en net augmentation, en raison de la croissance démographique et du développement économique (Souleyman, 2020).

Les ressources en eau en Algérie sont représentées principalement par l'eau de surface (barrages et rivières) et par l'eau souterraine (aquifères). Selon l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH), les potentialités hydriques naturelles du pays sont globalement estimées à environ 18 à 20 milliards de mètres cubes, 11 milliards d'entre eux sont le résultat de l'écoulement superficiel dans les régions du Nord. Les précipitations constituent la source principale de ces derniers, se transformant en ruissellement qui s'écoule à travers les oueds, avant de se déverser soit dans la mer, les chotts, ou de s'infiltrer pour recharger les nappes souterraines.

Les précipitations en Algérie se caractérisent par une variabilité très importante, elle varie considérablement d'une région à une autre et d'un mois à un autre. Les régimes de pluies sont très irréguliers notamment entre le Nord et les Hauts Plateaux et entre l'Est et l'Ouest (Djellouli, 1990 ; Touazi et al. 2004 ; Taibi et al. 2017). En revanche, le changement climatique a un grand impact sur la partie Nord de l'Algérie, ce phénomène a été bien marqué surtout durant ces dernières années. Là où les précipitations ont connu des perturbations spatio-temporelles des régimes pluviométriques, faisant succéder des périodes de précipitations intenses et abondantes, à de longues périodes de sécheresse accompagnées d'une hausse des températures ressenties (Boudiaf et al. 2021 ; Zerouali et al. 2021 ; Boulmaiz et Boutaghane, 2022).

Dans les conditions physico-géographiques et climatiques de l'Algérie, l'influence du climat et du relief sur le ruissellement est significative, l'écoulement est le produit de l'influence conjuguée de ces facteurs. L'écoulement fluvial dépend de la pluie et de l'évapotranspiration dans les grands bassins qui drainent la totalité de l'écoulement superficiel et de la totalité de l'écoulement souterrain. Dans les moyens bassins versants, l'écoulement est composé de l'écoulement superficiel et d'une partie de l'écoulement souterrain. Dans les petits bassins, l'écoulement est constitué uniquement de l'écoulement superficiel (Ladjel et al. 2019)

Actuellement, pour les estimations de l'écoulement en Algérie on utilise des formules empiriques simplifiées, ne tenant pas compte toutes de l'influence des facteurs locaux sur le ruissellement. Ces formules sont exprimées généralement en termes de dépendances entre l'écoulement et la quantité de précipitations (Touazi et al. 2004 ; Ladjel et al. 2019). Par ailleurs,

Il est indispensable de concevoir une méthode de calcul qui prend en considération les divers aspects de la formation de l'écoulement dans les cours d'eau en Algérie, en prenant en considération l'influence des principaux facteurs climatiques et morphométriques.

La présente recherche a pour objectif l'aboutissement à une généralisation territoriale de l'écoulement moyen annuel (EMI), par la modélisation de la distribution des données résiduelles de l'EMI donnée par le modèle de Ol'Dekop (1911) dans la partie du Nord de l'Algérie. La nouvelle forme d'équation a été obtenue en appliquant un réseau neuronal artificiel à plusieurs variables d'entrées climatiques et morphométriques, qui ont montré une bonne corrélation avec les données résiduelles de l'EMI : les précipitations, l'indice d'aridité de De-Martone, la superficie du bassin versant et la longueur du cours d'eau, respectivement. Ainsi, le modèle est appliqué aux différents étages climatiques du Nord de l'Algérie, qui se caractérise par une vaste diversité climatique et géophysique.

Le manuscrit de la présente thèse s'articule autour de cinq chapitres encadrés par une introduction et une conclusion :

- Un premier chapitre qui englobe une synthèse bibliographique sur la problématique de l'évaluation des ressources en eau à l'aide de l'équation du bilan hydrique avec rappel sur les études antérieures effectuées pour l'estimation du l'EMI en Algérie.
- Un deuxième chapitre décrit la zone d'étude géographique qui est la région du Nord de l'Algérie ; il donne un aperçu sur le contexte physique et les principales caractéristiques météorologiques et climatiques des bassins versants de la zone d'étude.
- Un troisième chapitre aborde la partie des données hydro-climatiques et morphométriques : la collecte, la vérification de ces données et le comblement des lacunes (données manquantes).
- Un quatrième chapitre est réservé à la modélisation et la régionalisation de l'EMI pour les bassins versants du Nord de l'Algérie.
- Un cinquième et dernier chapitre donne les résultats obtenus lors de l'établissement de la présent thèse ainsi que la vérification de la nouvelle relation proposée pour l'estimation de l'EMI dans la partie Nord de l'Algérie.

Chapitre 1

Synthèse bibliographique

1.1 Introduction

L'évaluation des ressources en eau vise à quantifier les quantités d'eau disponibles et possibles pour la mobilisation, l'exploitation, la planification et la gestion des ressources en eau. Cependant, avec l'accroissement de la demande en eau dans la plupart des régions, l'évaluation des quantités d'eau disponibles à la mobilisation dans chaque pays sont devenues nécessaires.

L'évaluation des ressources en eau demeure une responsabilité nationale, elle nécessite des données différentes sur les variations spatiotemporelles des données hydro-climatiques et des données physico-géographiques, qui se rapportent directement ou indirectement sur les paramètres de l'équation du bilan hydrique : la précipitation, l'écoulement, l'évaporation et le stockage. En général cette ressource est exprimée à travers la caractéristique hydrologique principale qui est l'EMI.

Dans la pratique, la plupart des formules existantes permettant le calcul de l'EMI sont établies à partir de l'équation du bilan hydrique des bassins versants. Ce chapitre a pour objectif d'introduire, d'une manière globale, la problématique de l'évaluation des ressources en eau en utilisant l'équation du bilan hydrique.

1.2 Bilan hydrique et l'estimation des ressources en eau

Le bilan hydrique est une évaluation des quantités d'eau qui contribuent aux différentes étapes du cycle de l'eau. Son élaboration exige en effet une synthèse parfaite de tous les éléments physiques du milieu à savoir les précipitations, l'évaporation, l'écoulement, l'humidité du sol

et du sous-sol, ...etc. En hydrologie l'équation du bilan hydrique est largement utilisée pour étudier le comportement hydrologique d'un bassin versant et pour l'estimation des caractéristiques hydrologiques tels que l'écoulement, l'évapotranspiration et le stockage.

Au niveau des bassins versants jaugés, l'écoulement est estimé sur la base des informations obtenues à partir des études d'évaluation. Toutefois, au niveau des bassins non jaugés ou disposant de courte durée d'observation, l'estimation de l'écoulement pose un problème malgré la disponibilité des mesures pluviométriques, ceci est due à la variabilité spatio-temporelle des apports climatiques et de l'immense hétérogénéité de l'état de surface des terres, des sols, de la végétation, de l'utilisation des terres, ...etc. Ces problèmes ont constitué les principaux défis scientifiques pour plusieurs hydrologues (Xu et Singh, 1998 ; Sivapalan 2003 ; Blöschl et al. 2013 ; Hrachowitz et al. 2013). Pour étudier le comportement hydrologique d'un bassin versant, les hydrologues se sont basés sur le concept du bilan hydrique pour décrire la relation entre les composants des bilans hydriques et thermiques de la terre (Budyko et Miller, 1974).

1.2.1 Equation du bilan hydrique

Pour un intervalle de temps donné, le modèle mathématique du bilan hydrique s'écrit sous la forme suivante (Du et al. 2016) :

$$P = E + ETR \pm \Delta S \pm \Delta W \quad (1-1)$$

Avec :

- E : écoulement d'eau ;
- ETR : évapotranspiration réelle ;
- ΔS : variation des réserves d'eau dans le bassin versant comprenant la variation du stock d'eau dans les lacs, les cours d'eau, ainsi que la variation des réserves d'eau souterraine. La composante ΔS peut avoir des valeurs positives pendant les périodes humides, comme elle peut avoir des valeurs négatives pendant les périodes sèches ;
- ΔW : échange hydrique souterrain en absence de concordance des bassins versants topographique et hydrogéologique ;

La composante (ΔW) est positive si le bassin topographique est alimenté par le bassin hydrogéologique, elle est négative dans le cas contraire. Avec l'augmentation de la surface du bassin versant, la valeur ΔW décroît. Pour des bassins versants assez grands, on considère que $\Delta W \approx 0$.

$$P = E + ETR \pm \Delta S \quad (1-2)$$

Pour une durée de temps relativement longue, l'équation du bilan hydrologique des bassins versants est exprimée en moyenne interannuelle par la relation suivante :

$$\frac{1}{n} \sum P = \frac{1}{n} \sum E + \frac{1}{n} \sum ETR \pm \frac{1}{n} \sum \Delta S \quad (1-3)$$

La troisième composante de l'équation (1-3) pour une longue durée tend vers zéro $\sum \Delta S \rightarrow 0$ (Wang 2012) et l'équation du bilan hydrique s'écrit :

$$P = E + ETR \quad (1-4)$$

A cette échelle, les hydrologues ont résumé que l'équation du bilan hydrique est décrite en fonction de la pluie (P), de l'écoulement (E) et de l'évapotranspiration réelle (ETR), comme le montre l'équation (1-4). Cette équation est largement utilisée dans les applications écologiques, climatologiques. De plus, cette équation s'est avérée être un outil puissant pour évaluer les changements dans le bilan hydrique du bassin versant en fonction du changement climatique (Yang et Yang, 2011 ; Greve et Seneviratne, 2015 ; Shan et al. 2019).

Penck (1896) et Voejkov (1948) ont proposé une simple équation pour l'estimation de l'écoulement sur une période de longue durée, pour un grand bassin fluvial (Shiklomanov, 1989; Ladjel et Mezentseva, 2016), qui a été formulée comme suit :

$$E_o = P_o - ETR_o \quad (1-5)$$

Avec :

- E_o : Ecoulement moyen interannuel ;
- P_o : Pluie moyenne interannuelle ;
- ETR_o : Evapotranspiration moyenne interannuelle ;

Cette équation est valable lorsqu'on admet que les bassins fluviaux n'ont aucun échange d'eau avec les bassins adjacents et drainent la totalité des eaux souterraines, donc l'écoulement à l'échelle interannuelle est déterminé uniquement par des facteurs climatiques, à savoir la précipitation et l'évaporation. Toutes les autres caractéristiques du bassin telles que la

morphologie, la couverture végétale et le sol n'affectent pas l'écoulement moyen directement ou ils l'affectent uniquement via les précipitations et l'évaporation (Shiklomanov, 1989).

Cette affirmation qui découle de l'équation (1-5) a été réalisée dès le début du XXe siècle en développant des méthodes pratiques pour le calcul de l'écoulement annuel moyen des bassins fluviaux non jaugés selon les deux directions suivantes :

- En recherchant les dépendances de l'écoulement sur les précipitations et autres facteurs météorologiques.
- En dérivant l'écoulement des précipitations normales et de l'évaporation directement à partir de l'équation (1-5).

A ce stade, pour calculer l'écoulement directement à partir de l'équation (1-5), il a d'abord fallu rechercher une estimation de l'évapotranspiration totale moyenne.

1.2.2 Estimation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration est le deuxième terme le plus important dans l'équation du bilan hydrique après les précipitations, elle est étroitement liée aux caractéristiques du climat, de la végétation et du sol. Dans les régions arides et semi-arides, l'évapotranspiration est presque égale aux précipitations, tandis que dans les zones humides, elle est limitée par l'énergie disponible.

De nombreuses tentatives ont été faites pour formuler le bilan eau-énergie annuel moyen en fonction des observations de différents bassins versants dans le but d'estimer l'évapotranspiration réelle. Les premiers ont été réalisés par Schreiber (1904) et Ol'Dekop (1911), par la suite Budyko (1958) a constaté que l'évapotranspiration réelle calculée par l'équation de Schreiber (1904) était inférieure à celle observée, tandis que les valeurs calculées par l'équation d'Ol'dekop (1911) étaient plus élevées que celles observées, donc il a proposé de calculer l'évapotranspiration réelle moyenne des deux équations de Schreiber et Ol'Dekop. Pike (1964) a donné une équation différente. Les équations précédentes sont montrées dans le Tableau (1-1).

Ces modèles d'estimation de l'évapotranspiration interannuelle moyenne ont été développés sur la base d'une hypothèse qui suppose que l'énergie et l'eau disponible sont les principaux facteurs déterminant le taux d'évapotranspiration. Cependant, ces modèles ne prennent pas en compte l'effet des caractéristiques physiques et morphométriques du bassin versant sur l'évapotranspiration. Par contre il est reconnu depuis longtemps que l'évapotranspiration est le résultat des interactions complexes entre l'atmosphère, le sol et la végétation (Lvovitch, 1958 ; Famiglietti et Wood, 1991 ; Zhang et al. 2004).

Tableau (1-1) : Principales formule différente pour le calcul du bilan énergétique annuel moyen de l'eau.

Equation	Auteurs
$ETR = P[1 - \exp(-ETP/P)]$	(Schreiber, 1904)
$ETR = ETP \times \tanh(P/ETP)$	(Ol'Dekop, 1911)
$ETR = [P \left(1 - \exp\left(-\frac{ETP}{P}\right)\right) \times ETP \times \tanh(P/ETP)]^{0.5}$	(Budyko, 1958)
$ETR = P/[1 + (P/ETP)^2]^{0.5}$	(Pike, 1964)

Sur la base des études précédentes, Budyko et Miller (1974) ont proposé une hypothèse sur le bilan hydrique annuel moyen, la théorie est connue sous le nom de la courbe de Budyko, elle résume que les facteurs principaux déterminant le taux d'évapotranspiration à moyen terme sont la pluie (P) et l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Les hypothèses inhérentes au cadre Budyko sont :

- 1- Si on considère d'une longue période ($t \geq 5$ ans), la variation de stockage dans les bassins versants peut être ignorée (c'est-à-dire $\Delta S \approx 0$).
- 2- L'évaporation annuelle à long terme d'un bassin versant est déterminée par les précipitations et la demande atmosphérique (ETP). En conséquence, dans des conditions très sèches, l'évaporation potentielle peut dépasser les précipitations, et l'évaporation réelle approche les précipitations. Ces relations peuvent s'écrire comme $ETR/P \rightarrow 0$ et $ETP/P \rightarrow \infty$.
- 3- De même, dans des conditions très humides, les précipitations dépassent l'évaporation potentielle et l'évaporation réelle s'approche asymptotiquement de l'évaporation potentielle. Ces relations peuvent s'écrire comme $ETR \rightarrow ETP$ et $ETP/P \rightarrow 0$.

L'équation de Budyko (1974) peut s'écrire :

$$\frac{ETR}{P} = \left[\frac{ETP}{P} \tanh\left(\frac{ETP}{P}\right)^{-1} \times \left(1 - \exp\left(-\frac{ETP}{P}\right)\right) \right]^{0.5} \quad (1-6)$$

La courbe de Budyko représentant les asymptotes de limite d'énergie et d'eau est illustrée dans la figure 1-1.

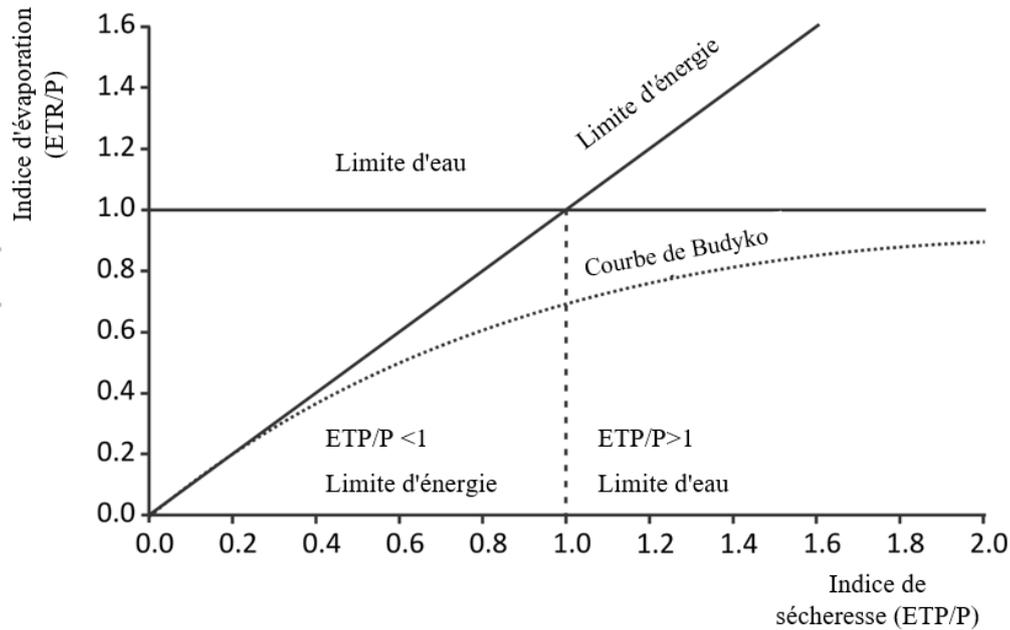


Figure 1-1 : schéma représentatif de la courbe de Budyko (Beljaars et Mahfouf, 2020)

Initialement, la fonction a été suggérée sans aucun paramètre, indiquant l'absence de capacité à contrôler l'impact des différentes caractéristiques du bassin sur le bilan eau-énergie. Plus tard, compte tenu des effets des caractéristiques du paysage, un paramètre ajustable a été introduit pour décrire les impacts des caractéristiques du bassin versant sur le bilan eau-énergie (Choudhury, 1999 ; Shan et al. 2019). Cependant, comme indiqué précédemment, diverses méthodes ont été utilisées pour calculer l'ETR, et ces méthodes peuvent donner des résultats sensiblement différents.

Plus tard, de nombreuses chercheuses ont tenté de parvenir à des équations analytiques basées sur un raisonnement mathématique. Premièrement, Bagrov (1953) a introduit une dérivée du bilan eau énergie annuel moyen (Yang et al. 2008) :

$$\frac{dETR}{dP} = \left[1 - \left(\frac{ETR}{ETP} \right)^n \right]^m \quad (1-7)$$

Par la suite Mezentsev (1955) a supposé $m = (n + 1)/n$ donnant une modification de l'équation de Bargrov (1953) et obtenir l'intégration suivante :

$$ETR = \frac{P \times ETP}{(P^n ETP^n)^{\frac{1}{n}}} \quad (1-8)$$

Ensuite, Fu (1981) a supposé que la dérivée de l' ETR par rapport à P ou ETP pourrait être exprimée en fonction des variables ($ETP-ETR$ et P) ou ($P-ETR$ et ETP). De plus, il a dérivé une solution analytique par analyse dimensionnelle et raisonnement mathématique comme suit (Zhang et al. 2004) :

$$\frac{ETR}{P} = 1 + \frac{ETP}{P} - \left[\left(1 - \left(\frac{ETP}{P} \right)^w \right) \right]^{\frac{1}{w}} \quad (1-9)$$

Le paramètre w peut être considéré comme représentant des effets intégrés des caractéristiques du bassin versant sur l'évapotranspiration. Alors, Yang, Yang et al. (2008) ont dérivé analytiquement une solution pour l'hypothèse de Budyko qui était similaire à la formule dérivée par Mezentsev (1955) et suggérée par Choudhury (1999) (l'équation (1-8)). Ainsi, l'équation (1-8) a été appelée Mezentsev Choudhury-Yang (MCY) équation.

En général, la plupart des courbes du type Budyko, y compris Budyko (1974), n'ont pas de paramètres calibrés et ne prennent pas en compte l'effet des caractéristiques du bassin versant sur l'évapotranspiration. Pour cela, les chercheurs ont essayé de reformuler d'autres modèles par la mise en place d'un paramètre de calibration libre, reflétant la variation des facteurs environnementaux. Généralement, deux types de facteurs environnementaux expliquent les variables climatiques et les caractéristiques du bassin versant tel que la couverture végétale, les propriétés du sol et la topographie du bassin versant sur l'équilibre de l'eau.

À travers ces tentatives, plusieurs études tentant de comprendre les effets du climat et des caractéristiques du bassin versant sur le bilan hydrique annuel moyen ont été faites pour expliquer l'écart observé par rapport à la courbe de Budyko, par exemple les effets concurrents des fluctuations climatiques et de la capacité de stockage des bassins versants (Milly, 1994), la saisonnalité pluviométrique et capacité d'humidité du sol (Hickel et Zhang, 2006), le type de végétation et la dynamique de la végétation (Zhang et al. 2001 ; Oudin et al. 2008 ; Donohue et al. 2010 ; Gan et al. 2021), la variation du stockage sur l'estimation de l'évapotranspiration (Fu, 1981 ; Milly, 1994 ; Atkinson et al. 2002 ; Zhang et al. 2004 ; Potter et al. 2005 ; Yang et al.

2008 ; Gerrits et al. 2009 ; Wang, 2012), la saisonnalité de la végétation et du climat (Wang et al. 2021), les variations du changement climatique et de la couverture végétale dans une région semi-aride (Fang et al. 2022). De même, les caractéristiques du bassin versant, y compris les propriétés du sol, la topographie et le type de végétation, ont été appliquées avec succès pour expliquer les variations régionales de bilan hydrique du bassin versant (Zhang et al. 2001 ; Yang et al. 2007 ; Yokoo et al. 2008).

De plus, l'échelle de temps du cadre Budyko de deuxième génération a été étendue de l'échelle de temps moyenne à long terme de la première génération à l'échelle de temps annuelle (Zhang et al. 2008). La fiabilité de ce modèle annuel a été prouvée dans différentes études (Yang et al. 2007 ; Ning et al. 2017 ; Fathi et al. 2019 ; Wang et al. 2021) et des dizaines d'autres études des différents travaux qui varient selon l'objectif et le cas d'étude. Ces études ont effectivement amélioré dans une certaine mesure les performances prédictives du modèle pour le bilan hydrique du bassin versant et ont examiné les effets de la dynamique de la végétation et du changement climatique sur l'éco-hydrologie à la fois à long terme et à des échelles de temps annuelles (Wang et al. 2021).

À cette étape, le cadre de Budyko s'est avéré être un outil efficace pour expliquer les interactions et les réactions entre les différents facteurs climatiques et les caractéristiques des bassins versants et leurs impacts sur le bilan eau énergie. Ça peut également être utilisé pour prédire le bilan hydrique des bassins versants étudiés. Cependant, sa limite d'application a toujours posé problème pour les bassins versants non jaugés, ce qui est un problème majeur en hydrologie. (Sivapalan, 2003 ; Hrachowitz et al. 2013 ; Xu et al. 2013 ; Wang et al. 2016).

Par ailleurs, plusieurs modèles conceptuels cités dans la littérature montrent que les meilleures performances sont lors de l'utilisation d'indices physiques (sol, végétation et capacité de stockage du bassin) comme variables d'entrée pour évaluer l'ETR aux échelles quotidiennes et intra-journalières, y compris les modèles de boîte noire (NARX-NN), modèles d'apprentissage automatique : ANN, Random forest, ...etc (Seo et al. 2018 ; Mimeche et al. 2022). Les modèles ANN sont de plus en plus utilisés dans divers aspects de la science et de l'ingénierie en raison de leur capacité à modéliser des systèmes linéaires et non linéaires sans avoir à faire d'hypothèses implicites dans la plupart des approches statistiques traditionnelles (Kratzert et al. 2019 ; Poonia et Tiwari 2020). Dans certains des problèmes hydrologiques, l'ANN ont déjà été utilisés avec succès pour la prédiction du débit des rivières De plus, les ANN sont appliquées pour la prédiction de l'évaporation, pour la prévision des précipitations et du ruissellement (Aichouri et al. 2015 ; Mosavi et al. 2018).

La variabilité climatique et le rapport d'aridité des bassins versants ont également posé un problème aux hydrologues pour proposer un modèle dynamique et fiable permettant d'estimer un écoulement dans différentes régions du monde. Du et al. (2016) ont expliqué que l'hypothèse de Budyko a été généralement utilisée pour estimer les relations pluie-débit dans les régions arides. De plus, Wu et al. (2017) ont prouvé que l'application du modèle de Budyko à différents bassins versants climatiques en Chine, en utilisant différentes échelles de temps, donne de bons résultats à une échelle annuelle moyenne où la zone climatique est aride, ce qui est meilleur que les zones humides. Ainsi, Xiong et Guo (2012) ont déduit que le modèle non paramétrique de Budyko, bien qu'il soit plus facile à appliquer, n'a jamais donné de bons résultats dans le cadre d'études du bilan hydrique à long terme dans les bassins versants humides. Au contraire, les modèles paramétriques sont plus performants dans les régions humides avec une optimisation locale de ces paramètres d'entrée.

Ainsi, nous pouvons comprendre qu'aucun modèle unique n'est parfait pour une application facile pour estimer l'écoulement moyen interannuel, en particulier dans les zones caractérisées par la diversité climatique. Donc, à travers cela nous pouvons dire que, la variabilité climatique et physico-géographique des différents bassins versants impacte sur le choix et la performance des modèles de ruissellement appliqués à l'échelle annuelle et interannuelle, dans lesquels différents modèles ont été développés régionalement en fonction des caractéristiques climatique et physique des bassins.

1.3 Rappel sur les études antérieures effectuées pour l'estimation de l'EMI en Algérie

En Algérie, le régime des cours d'eau est directement lié à la pluviométrie comme à d'autres éléments climatiques et morphologiques. La pluie est la caractéristique la plus variable du bilan hydrique, c'est aussi celle qui conditionne directement le régime des cours d'eau. En raison de son rôle primordial dans les études hydrologiques, le ruissellement a suscité de nombreux travaux afin de trouver des méthodes fiables pour l'estimation de l'écoulement des cours d'eau en Algérie. Les premières tentatives d'estimation ont commencé dès l'année 1948.

Au début, ces méthodes reposent généralement sur des approches empiriques ; elles s'appuient sur l'observation et la description des régimes du milieu physique et proposent des règles pour le calcul ou pour la gestion. Elles semblent être particulièrement utiles pour une évaluation quantitative des ressources en eau. Plusieurs formules pour l'évaluation de l'apport moyen

interannuel ont été établies, il ne s'agit pas d'études complètes mais des réflexions ou de calculs effectués à l'occasion d'études hydrologiques particulières et qui n'utilisent que les mesures effectuées sur une dizaine de bassins versants algériens. Par la suite, avec le développement continu dans le domaine d'enregistrement des données hydrologiques et climatiques, les relations établies pour l'estimation de l'écoulement moyen interannuel sont devenues plus objectives, et se reposaient sur des études et des synthèses qui regroupent un nombre plus important de stations et de données hydro-climatiques (Kabouya, 1990 ; Taibi, 1993 ; Mebarki, 2005 ; Oulhaci, 2016). On cite à titre d'exemple les méthodes les plus connues d'entre elles :

1.3.1 Travaux anciens

1.3.1.1 Medinger (1948)

C'est l'une des expressions les plus anciennes de l'écoulement moyen mise en place en Algérie. Son développement a été basé sur les données des premières stations hydrométriques algériennes, avec une relation linéaire qui relie l'écoulement de l'eau à la pluviométrie (Medinger 1948), elle s'applique pour $P > 400$ mm.

$$E_o = 0.75 \times (P_o - 400) \quad (1-10)$$

Avec :

- E_o : lame interannuelle écoulée en (mm/an) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;

1.3.1.2 Coutagne (1949)

En utilisant les mêmes données que Médinger (1948), Coutagne (1949) analyse la formule de Medinger et en la précisant, il a abouti à une corrélation entre la racine de la lame d'eau écoulée et la pluie et donne l'expression suivante :

$$E_o = 1.024 \times (P_o - 0.26)^2 \quad (1-11)$$

Cette relation a été expliquée d'une autre façon lorsque l'écoulement et la pluie rapportent uniquement à la période hivernale (Novembre – Avril); dans ce cas la relation s'exprime :

$$E_o = 1.444(P_o - 0.19)^2 \quad (1-12)$$

Avec :

- E_o : lame interannuelle écoulée en (mm/an) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;

1.3.1.3 Samie (1956)

Samie (1956) a proposé une relation pour les cours d'eau de l'Algérie du nord, dans laquelle le ruissellement augmente avec les précipitations et diminue avec l'augmentation de la superficie du bassin versant. La relation est la suivante :

$$E_c = P_o \times (0.164 - 1.45 \times 10^{-3} \times \sqrt{S}) \quad (1-13)$$

Avec :

- E_o : lame interannuelle écoulée en (mm/an) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;
- S : superficie du bassin versant en (km²) ;

1.3.1.4 Chaumont (1963)

Chaumont (1963) a considéré que la fonction de transformation pluie-débit est de forme exponentielle, il a proposé la relation suivante :

$$E_o = a \times (P_o - P_*)^{1.5} \quad (1-14)$$

Avec :

- E_o : lame interannuelle écoulée en (mm/an) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;
- P_* : seuil de ruissellement défini par des normes morphologique $0 \leq P_* \leq 0.3$;
- a : paramètre lié à P_o suivant un tableau de valeurs ;

1.3.1.5 Padoun (1974)

Cette formule a été obtenue dans le cadre de la présentation d'une thèse de troisième cycle à l'institut de géographie de Moscou (Padoun 1974). L'auteur utilise l'information hydrologique de 42 stations hydrométriques (en exploitation avant 1968) et afin d'estimer le module de débit spécifique, il a fait recours à l'altitude moyenne (H_{moy}) des bassins versants. Il a considéré que la hauteur moyenne et un facteur intégrateur des précipitations, et également facteur qui a une

influence sur la diminution de l'évaporation due à la baisse de la température de l'air. Il a obtenu les relations suivantes :

$$q_o = K_{moy} \times (0.0019 \times P_o)^{3.57} \quad (1-15)$$

Pour les bassins versants dont la pluviométrie varie de 200 à 900 mm.

$$q_o = K_{moy} \times (0.02236 \times P_o - 14.2) \quad (1-16)$$

Pour les bassins versants dont la pluviométrie supérieure à 900 mm.

Avec :

- q_o : débit spécifique interannuel en (l/(s.km².an)) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;
- K_{moy} : coefficient caractérisant le degré d'influence de l'altitude moyenne du bassin versant sur l'écoulement pour une même valeur des précipitations ; il varie de 1.0 au niveau de la mer jusqu'à 1.7 à une altitude de 1800 m ;

1.3.1.6 Deri (1977) – Savaray (1987)

Sarvary (1987) a proposé une relation dont la première expression remonte à 1977, elle a été établie dans le cadre d'une étude des ressources hydrauliques en Algérie (Deri ,1977). Elle résulte d'une synthèse des données collectées et exploitées sur le réseau d'observation nationale, à savoir 18 stations dont la superficie varie entre 100 et 4000 km². Etablie par l'ANRH pour l'estimation des écoulements annuels des bassins algériens. Cette étude a été revue et mise au point sous une nouvelle formule avec l'introduction de l'effet de la surface du bassin versant, les relation cité ci-dessous sont les suivants :

$$q_o = 11.8 \times (P_o/1000)^{2.42} \quad (1-17)$$

Avec :

- q_o : débit spécifique interannuel en (l/(s.km².an)) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle (mm) ;

$$A = 0.915 \times P_o^{2.684} \times S^{0.842} \quad (1-18)$$

Avec :

- A : apport interannuel en (Mm^3) ;
- S : superficie de bassin versant en (km^2) ;

1.3.1.7 Adjel et Ismaïl (1985)

En utilisant les informations hydrologiques de 18 bassins versants, répartis un peu partout dans la zone d'étude, Adjel et Smail (1985) ont entamé une étude de l'apport moyen interannuel des petits bassins versant de l'Algérie septentrionale dont la superficie est inférieure à $200 km^2$. Les auteurs proposent une relation exponentielle de la forme :

$$A = 11.7 \times \text{Exp}(3.91 \times P_o \times 10^{-3}) \quad (1-19)$$

Avec :

- A : apport interannuel en (Mm^3) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en unité de mètre (m) ;
- L'application de cette relation est recommandée pour les petite bassin versant dont la superficie est comprise entre 70 et $200 km^2$;

1.3.1.8 Sogreah (1989)

Cette méthode a été élaborée lors d'une étude sur le ruissellement. Elle est mise en pratique par Sogreah (1989) sur un très grand nombre de bassins versants pour objet d'évaluation de l'écoulement des petits bassins versants en fonction de la pluviométrie :

$$E_o = 720 \times (P_o - 0.25)^{1.85} \quad (1-20)$$

Avec :

- E_o : lame interannuelle écoulée en (mm/an) ;
- P_o : hauteur pluviométrique interannuelle en (mm/an) ;

Ces méthodes de prévision reposent en général sur le même principe, qui est de chercher la corrélation entre le débit et le facteur représentatif antérieurement connu ou déterminable à l'avance. D'autre part, elles sont établies sur des anciennes bases de données hydro-climatiques. La majorité des formules de calcul de l'écoulement exposées ci-dessus, ont été vérifiées sur de

plusieurs bassins versants algériens de différentes zones géographiques et avec un très grand nombre de données de mesure, elles ont conduit à des résultats très variés pour presque la même quantité de pluie (Kabouya 1990 ; Oulhaci 2016). Donc, son utilisation peut entraîner des erreurs par surestimation ou sous-estimation de l'écoulement.

1.3.2 Travaux récents

Dès les années 1990, d'autres essais de modélisation de la relation Pluie-Débit à l'échelle moyenne interannuelle ont été entamés, suivi par plusieurs travaux et des études des aménagements du Ministère de l'Hydraulique. La plupart de ces travaux recherches à augmenter la précision du calcul. En utilisant plus de stations hydrométriques ou en introduisant d'autres facteurs influençant le ruissellement en particulier la surface du bassin versant. Nous citons par exemple celle de Kabouya et Saidi (1990) ; Michel (1991) ; Taïbi (1993) Larbi (1995) et Beldjoudi (1997).

Ces travaux ont abouti à des résultats de bonne qualité au niveau des sites jaugés. Cependant, ils ne sont pas avérés totalement efficaces pour les sites non jaugés comme outil d'évaluation du débit. Cela est dû en partie au fait que ces modèles ne tiennent pas tout en compte de l'effet du caractère physique des bassins versant sur l'écoulement d'une part et vu la non-homogénéité des caractéristiques physiographiques locales qui contrôle la genèse de l'écoulement d'une autre part (Touazi et al. 2004 ; Hrachowitz et al. 2013 ; Benlarbi et al. 2015). Ainsi, les écoulements constituent une réponse relative aux différents facteurs qui affectent la formation de l'écoulement au niveau du bassin versant (la taille du bassin versant, le relief, la géologie, les sols et la couverture végétal) (Capot-Rey, 1955 ; Lvovitch, 1958).

Au début des années 2000, les études de modélisation de l'écoulement ont toujours tenté d'établir des modèles capables à prendre en considération les caractéristiques climatiques et facteurs physiques essentiels possibles des bassins. On cite l'étude de Touazi et al. (2004) qui a utilisé les observations faites à partir de 50 stations hydrométriques réparties dans la zone d'étude, afin d'établir une relation pour l'estimation de l'EMI, en reliant le débit aux paramètres physiques (capacité de stockage moyen et la superficie du bassin) et climatiques (pluviométrie annuelle moyenne). La faiblesse de cette relation réside dans la difficulté et l'impossibilité de recueillir les données nécessaires au calcul de la capacité de stockage moyenne à grande échelle.

Plus tard, Benlarbi et al. (2015) ont adopté dans son étude les données climatiques de 106 bassins répartis un peu partout au Nord de l'Algérie pour déterminer la valeur de l'écoulement interannuel. En revanche le modèle de calcul final utilisés pour calculer le ruissellement dans ce travail repose sur le modèle proposé par Boutoutaou et al. (2003) qui ne tient en compte que les effets des données météorologiques standards (température de l'air, humidité et pluviométrie) comme paramètres de calcul du ruissellement interannuel. En Effet ce dernier est basé sur le modèle de Schreiber (1904) cité dans la première partie de cette recherche bibliographique.

Récemment Ladjel et Mezentseva (2016) et Ladjel et al. (2019), et à travers l'analyse de la distribution géographique des écoulements en précisant la zonation verticale et latitudinale des écoulements et l'influence de la morphologie de 77 et 94 bassins versants du Nord de l'Algérie, dont la taille varie entre 19 à 2085 km² et 16 à 4060 km², ont proposé de calculer l'écoulement selon une nouvelle approche. Le débit des oueds E_o a été décomposé en deux parties, un écoulement climatique E_{clim} et un écoulement local E_{loc} . L'écoulement climatique est conditionné par les principaux facteurs climatiques qui sont la pluie et l'évapotranspiration, et la deuxième composante (E_{loc}) est considérée comme un complément de l'écoulement fluviale déterminé par des facteurs générateurs locaux. Le passage des estimations de l'écoulement climatique aux estimations de l'écoulement fluvial a été effectué en utilisant un coefficient de l'écoulement local qui a été généralisé sous la forme d'une carte hydrologique.

Ces deux derniers travaux représentent le noyau de base pour les études de modélisation de l'écoulement réalisée lors de l'élaboration de cette thèse de doctorat (Mimeche, 2019 ; Mimeche et al. 2022). Ce travail vise à proposer un modèle dynamique pour estimer l'écoulement interannuel basé sur la modélisation de la distribution des données résiduelles données par le modèle de Ol'Dekop (Ol'Dekop, 1911) dans différentes zones. En appliquant un réseau de neurones artificiels sur plusieurs variables d'entrée climatiques et géographiques qui sont : les précipitations interannuelles (P_o), l'indice d'aridité De-Martonne (I_a), la surface du bassin versant (S) et la longueur du cours d'eau (L_c).

1.4 Conclusion

À la lumière de cette synthèse bibliographique on déduit que l'évaluation des apports annuels d'un bassin versant dépend de plusieurs paramètres, à savoir des paramètres climatologiques : les précipitations, l'évaporation, la température et du climat lui-même et des paramètres

morphométriques : le relief, le sol et les roches dans le bassin fluvial, la surface du bassin, les pentes des versants ainsi que la végétation ; combinée avec les différentes activités humaines. Les conditions climatiques présentent un facteur dominant de l'écoulement fluvial.

La détermination de l'EMI est une étape très importante pour pouvoir mobiliser, exploiter et gérer la ressource en eau superficielle et dans les calculs de conception de plusieurs structures hydrotechniques, et les études des aménagements hydrauliques, car on se retrouve confronté d'une part à la disponibilité ou la rareté et d'autre part aux besoins qui connaissent une montée continue avec le temps.

En raison de son rôle primordial dans les études hydrologiques, les hydrologues ont entrepris de nombreuses études en vue de trouver des méthodes fiables pour l'estimation de l'écoulement des cours d'eau. Suite à cette synthèse, on a aussi montré que la majorité des études établies dans le but d'évaluer l'EMI sont loin d'être tout à fait complètes ; ceci est dû à la complexité et l'interconnexions entre les paramètres responsables du phénomène de la genèse d'écoulement à l'échelle de bassin versant. Ainsi, nous pouvons comprendre qu'aucun modèle unique n'est parfait pour une application facile pour estimer l'écoulement moyen à l'échelle interannuelles, en particulier dans les zones caractérisées par la diversité climatique.

Chapitre 2

Contexte général de l'Algérie

Caractéristiques physico-géographiques et climatiques des bassins versants du Nord de l'Algérie

2.1 Introduction

Le présent chapitre décrit la zone d'étude géographique qui est la région du Nord de l'Algérie. La première partie de ce chapitre donne des aperçus sur situation géographique le contexte géomorphologique : la topographie, le relief, la végétation et les sols de la zone étudiée. Il donne aussi un aperçu sur le découpage hydrographique de l'Algérie : les régions hydrographiques, les grands bassins hydrographiques et le réseau hydrographique.

La deuxième partie de ce chapitre donne un aperçu général du contexte climatique de l'Algérie. Il donne une description du climat de la région, de la répartition des bioclimats, de la distribution des précipitations et de la variabilité des régimes de pluie. Ensuite, une description des principales caractéristiques climatiques qui influent sur l'écoulement : la température, l'évapotranspiration et l'humidité de l'air.

2.2 Contexte géomorphologique

2.2.1 Situation géographique

L'Algérie est située à l'extrémité Nord du continent africain et au Sud-Ouest du bassin méditerranéen ; elle se trouve comprise entre une lisière septentrionale et côtière qui s'étend sur 1000 km. Elle est bordée à l'Est par la Tunisie et la Libye, à l'Ouest par le Maroc au Sud-Ouest

par la Mauritanie et le Sahara occidental et au Sud par le Niger et le Mali, et forme dont l'ensemble une seule région naturelle avec la Tunisie et le Maroc. Elle représente le plus grand pays du pourtour méditerranéen le premier au niveau africain, avec une superficie de 2 381 741 km², dans lequel 85 % correspondent à une zone désertique.

La présente étude s'étend sur la partie Nord de l'Algérie qui y compris entre -2,2° Ouest /8,6° Est et 33°/37° Nord, elle couvre une superficie d'environ 365 000 Km². Le Maroc et la Tunisie constituent respectivement les limites Ouest et Est, la mer Méditerranéenne constitue la limite Nord et les flancs Sud de l'Atlas saharien (le grand Sahara) la limite Sud. Elle est caractérisée par un climat méditerranéen à humide dans sa partie nord et semi-aride à subdésertique dans sa partie Sud. Cette zone correspond à la partie la plus pluvieuse et aussi la partie du pays où se concentre la grande masse de réseaux hydrographiques de l'Algérie. C'est aussi dans cette partie où se concentre pratiquement la majorité de la population où le climat méditerranéen est plus doux et plus favorable aux activités humaines et économiques. La figure 2-1 illustre la localisation de la zone d'étude.

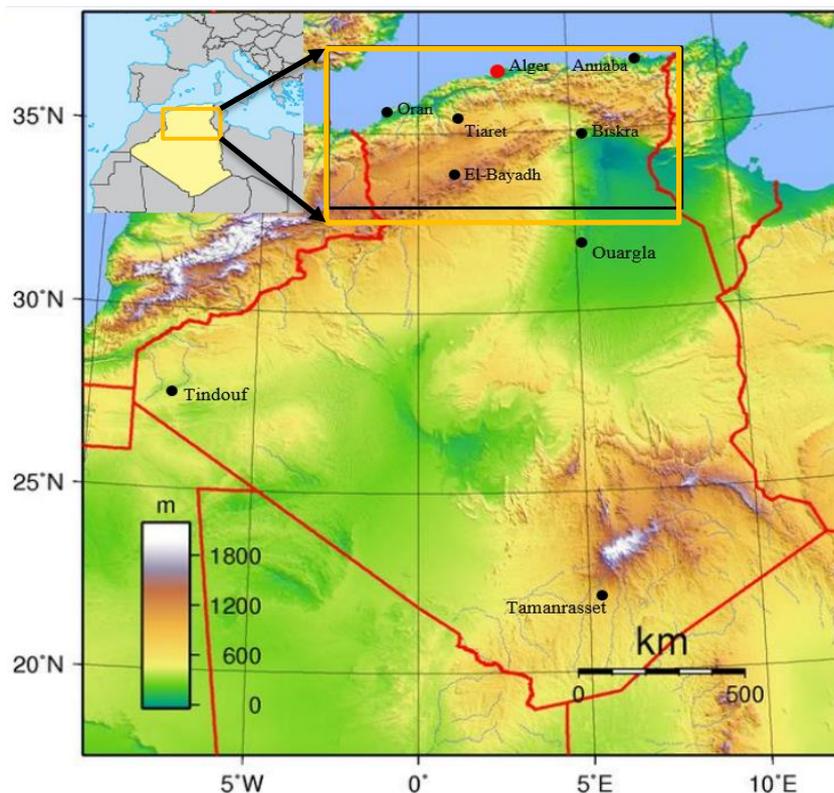


Figure 2-1 : Localisation de la zone d'étude : la carte topographique d'Algérie (carte-algerie).

2.2.2 Topographie et relief

Le relief est le résultat d'une combinaison de facteurs, notamment l'action du développement géologique et de l'érosion à grande échelle (Milliers ou millions d'années). Dans ce contexte, l'Algérie est divisée en trois ensembles distincts : le Tell au Nord, les hauts plateaux et l'Atlas saharien au centre, et le Sahara au Sud (Yagoub, 2015 ; Oulhaci, 2016).

2.2.2.1 Le Tell et l'Atlas Tellien

La zone du Tell, s'étendant sur une largeur de 80 km à 190 km, couvre une distance impressionnante de près de 1600 km le long de la côte méditerranéenne. Au sud, elle est délimitée par une chaîne de montagnes qui suit plus ou moins le tracé du littoral, s'étendant de la région de Tlemcen à l'Ouest jusqu'à la frontière tunisienne à l'Est.

L'Atlas Tellien débute avec les sommets du djebel Tessala (1061 m), qui marquent la limite Nord de la plaine de Sidi Bel Abbas. Ce relief est suivi par les élévations des djebels Daya (1417 m) et Saïda (1288 m), puis par les formations montagneuses de Frenda (1132 m), El Ouencheriss (1985 m), Dahra (1071 m) et Zekkar (1579 m). À l'Est du djebel Zekkar commence une série de montagnes comprenant l'Atlas de la Mitidja (1972 m), suivi de l'Atlas de la Kabylie Djurdjura (2328 m) ; la chaîne des Babors (2004 m) est suivie par la chaîne d'Edough (1008 m), qui prend fin aux limites du djebel Ghorra (1250 m), situé à l'extrémité de la frontière tuniso-algérienne. L'Atlas Tellien englobe également les plaines côtières telles que la plaine d'Oran, la Mitidja et Annaba, ainsi que les plaines intérieures comme celles de Tlemcen, de Sidi Bel Abbas et de Sebaou.

2.2.2.2 Les Hauts plateaux et l'Atlas saharien

Après avoir traversé l'Atlas Tellien, l'on pénètre dans un vaste ensemble de plaines et de Hauts plateaux semi-arides s'étendant d'Ouest en Est, de la frontière marocaine jusqu'au Nord-Est de l'Algérie (Tunisie). Les Hauts plateaux se rétrécissent à l'est en raison de leur proximité avec l'Atlas Tellien. Dans cette zone, les altitudes varient entre 1000 et 1200 m. Parmi ces montagnes, on peut citer celles de Tlemcen (1142 m). L'altitude diminue progressivement jusqu'à atteindre 400 m au niveau du chott El Hodna, pour descendre jusqu'à -40 m au niveau du Chott Melghir, qui constitue le point le plus bas d'Algérie. Le terrain est parsemé de nombreuses dépressions (chotts), qui se transforment en lacs salés après la saison des pluies.

En se dirigeant vers le Sud, les Hauts plateaux sont limités au Sud par une chaîne de montagnes connue sous le nom d'Atlas Saharien. Cette chaîne montagneuse représente en réalité le prolongement en Algérie du Haut Atlas marocain. L'Atlas Saharien joue le rôle de frontière naturelle entre le Nord et le Sud sur une distance d'environ 700 km. Il est composé d'une série de montagnes discontinues. À l'ouest, on retrouve les djebels Ksour (1980 m), Amour (1683 m) et Ouled Naïl (1500 m). À l'est, se dressent les sommets d'El Aouress Aurès, qui culminent à plus de 2300 m. Au pied de ces montagnes se déploie un enchaînement d'oasis marquant le seuil du Sahara : El Kantara, Laghouat, Biskra, ainsi que Ghardaïa plus au Sud, dans la vallée du M'zab.

2.2.2.3 Le Sahara

Il couvre environ 85 % du territoire algérien soit environ 2 millions de km², il est constitué principalement de regs, d'ergs, d'oasis et de massif montagneux (2000 km d'Est en Ouest, 1500 km du Nord au Sud). Ce n'est pas qu'une mer de dunes de sable comme on a tendance à l'imaginer.

Au Nord du Sahara algérien, les deux grands ergs, occidental et oriental, séparés par des plateaux rocheux telle que la région du Mzab et bordés au Sud par le plateau de Tademaït, constituent d'immenses mers de sable entrecoupé des oasis qui donnent vie à d'importantes palmerais. Au Sud-Ouest, s'étendent les ergs Iguidi et Chech, immensité de dunes sableuses linéaires largement espacées les unes des autres.

2.2.3 Sol et géologie

2.2.3.1 Le sol

Le sol est un élément du milieu naturel lié à la fois à la structure et à l'agencement de la végétation, au climat et à l'action de l'homme, son évolution passée et présente, parallèle à l'évolution de ces différents facteurs de sa formation, rend compte de l'évolution passée et présente de ce milieu naturel dont il exprime l'équilibre. La nature du sol est également un facteur essentiel et déterminant dans la formation du couvert végétal et le développement agricole d'une région. (Benchetrit, 1956). Les sols d'Algérie peuvent ainsi être regroupés, en fonction du facteur climatique dominant dans leur formation, en trois grands groupes de sols

zonaux ayant chacun leurs caractères propres déterminés par les conditions du milieu commandant les processus de pédogenèse. Selon Durand (1954) les sols d'Algérie sont regroupés en :

- Sols des régions telliennes humide où l'humidité et la végétation deviennent les principaux facteurs de formation des sols zonaux. A côté de ces sols zonaux, toute une série de sols azonaux font l'objet d'une classification à part. Il serait d'ailleurs peut-être plus juste de les qualifier d'extra-zonaux ou mieux de sols locaux, car ces sols se forment non pas sous l'influence de facteurs azonaux, mais bien de facteurs locaux qui créent à l'intérieur d'une zone climatique, des microclimats donnant à l'évolution du sol des conditions spéciales.
- Sols des régions semi-arides où le sol zonal serait dû à l'équilibre climatique vent-pluie (ou plus exactement à l'équilibre : action du vent- résistance de la végétation).
- Sols sahariens où le facteur dominant de formation des sols est le vent (mais peut-on considérer comme négligeable, comme le dit l'auteur, la température et la sécheresse qui permettent justement l'action du vent et dont l'action propre fournit le matériel meuble).

2.2.3.2 La géologie

L'Algérie fait partie de l'ensemble Nord-Ouest africain, et si l'on examine un schéma structural de cette zone, deux domaines principaux sont mis en évidence : Un domaine méridional, le Sahara, où affleurent les substratums précambriens du Hoggar et des Eglab.

Un domaine septentrional, la zone atlasique, constitué de l'Atlas saharien au Sud, qui se prolonge à l'Ouest (Maroc) par le haut Atlas et à l'Est par l'Atlas tunisien, et l'Atlas tellien, au Nord, qui représente un domaine varié et très complexe. Entre les deux Atlas, on trouve les Hautes plaines qui se terminent à l'Est par le bassin du Hodna (Zoubir, 2015). Séparant la plateforme saharienne, au Sud, et l'Atlas saharien, au Nord, on observe un important accident de dimension continentale qui est l'Accident Sud Atlasique. Cet accident va d'Agadir (Maroc), jusqu'à Gabes (Tunisie), traversant l'Algérie, d'Ouest en Est, dans la région de Biskra-Laghouat, entre autres.

Le Nord de l'Algérie, qui est caractérisé par une diversité géologique et morphologique, appartient au domaine alpin, est formé de bassins néogènes limités par des chaînes de montagne. On distingue trois grandes entités, qui sont du Nord au Sud : l'Atlas tellien, les Hauts Plateaux et l'Atlas Saharien.

2.2.4 La couverture végétale

La végétation est un facteur déterminant de l'écoulement elle influe directement sur la vitesse du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation, la capacité de rétention du bassin et l'érosion. La couverture végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial, par sa résistance à l'écoulement elle a un rôle important sur l'évapotranspiration aussi bien que les facteurs climatiques et physico-géographiques. Il apparaît bien que globalement une végétation abondante ait tendance à augmenter l'évapotranspiration et donc réduire écoulement (Cosandey, 1995).

Dans ce travail la végétation n'est pas considérée comme in facteur prédominant sur la genèse de l'écoulement, mais son influence va se combiner avec les facteurs locaux du bassin versant.

2.2.4.1 Etat actuel des forêts algériennes

Sur tout le territoire algérien la végétation couvre une superficie de 41 000 km² de couvert forestier. Cette superficie ne représente que 16% du nord de l'Algérie ou 1,7% de l'ensemble du territoire. En effet, cette superficie reste insuffisante pour assurer l'équilibre biologique et physique du territoire, et le taux de couverture forestière devrait s'élever à 28% du Nord de l'Algérie soit environ 70 000 km selon le rapport algérien de la FOSA (Forestry Outlook Study for Africa), (FAO, 2002).

Comme le montre la carte de répartition des forêts dans la figure 2-2, la totalité des forêts algériennes se situe dans la partie Nord du pays dans lequel 43% sont localisées à l'Est, 27 % au centre, 29 % l'Ouest et 1% au niveau de l'Atlas Saharien (subsistances de reliques soumises à une forte sécheresse endémique). Cette distribution est liée directement à la répartition des pluies sur le pays. La carte de répartition des forêts montre aussi la prédominance des maquis arborés (végétation ligneuse ne dépassant pas 7 mètres de hauteur : arbustes, arbrisseaux, broussailles, ...etc.) qui couvre près de 60% du total des formations forestières qui se répartit en quatre catégories dont la grande partie est de faible densité (Bouhabila, 2019) :

- Maquis clairs = 1 262 118 Ha (74% des maquis).
- Maquis denses = 444 609 Ha (26% des maquis).
- Maquis arborés clairs 435 940 Ha (62% des maquis).
- Maquis arborés denses 270 423 Ha (38% des maquis).

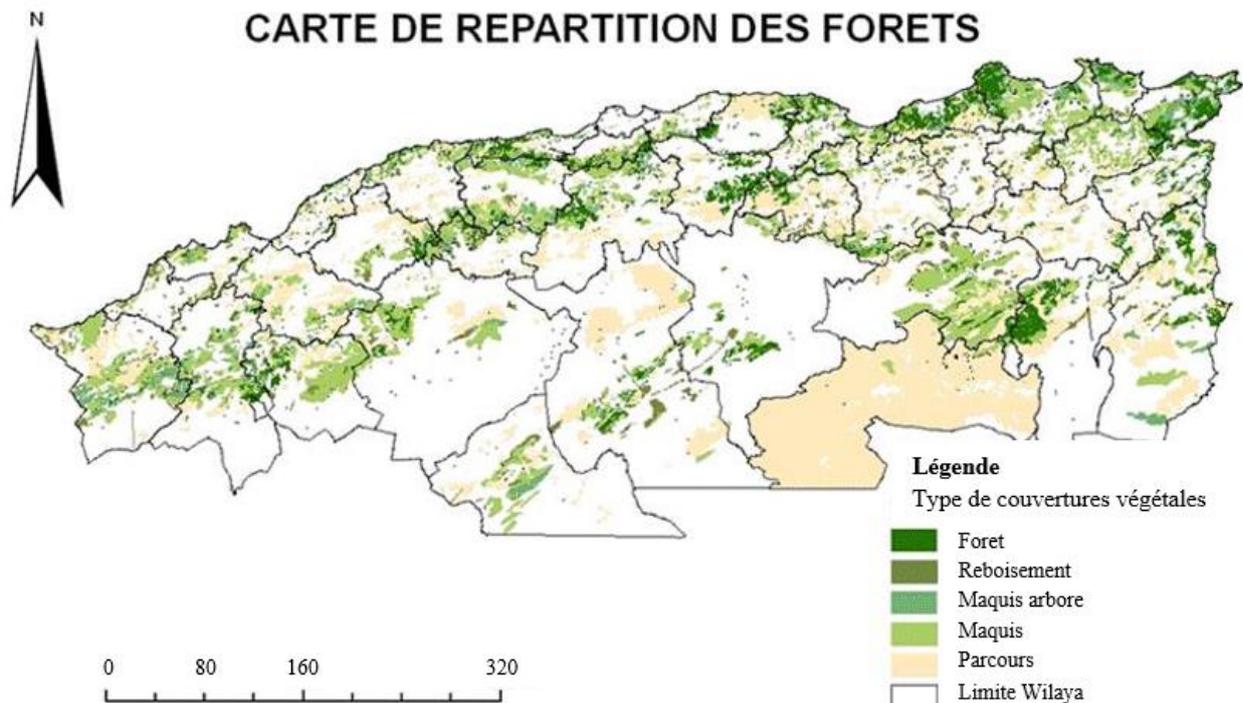


Figure 2-2 : Carte de répartition des forêts en Algérie du Nord (D-G-Forêts, 2018).

2.2.4.2 Les steppes

La végétation steppique est composée de diverses formations végétales telles que les graminées (comme l'alfa et la sparte), les buissons ligneux tels que l'armoise, ainsi que des plantes halophiles telles que les salsolacées et les atriplex. Ces éléments forment des zones de parcours utilisées pour l'élevage d'ovins et de caprins. Ces étendues couvrent de vastes territoires sur les hauts plateaux, prenant leur origine dans le bassin du Hodna à l'Est. Elles s'étendent à perte de vue dans les hautes plaines méridionales du Constantinois, et leur développement est encore plus prononcé dans la moitié Ouest de l'Algérie orientale (dans les régions de Djelfa, El-Bayadh et Naâma).

Cependant, la végétation steppique subit actuellement des dégradations significatives, en grande partie causées par le phénomène récent de sédentarisation des tribus de pasteurs nomades et l'expansion excessive de la céréaliculture, encouragée par une mécanisation poussée. En conséquence, la steppe se contracte de manière marquée, créant une pression excessive sur les ressources pastorales et fragilisant ainsi tout l'écosystème environnant. (Azzedine, 1984 ; Nedjraoui, 2003).

2.2.4.3 Les feux de forêt

Dans le contexte du bassin méditerranéen, l'Algérie est l'un des pays où le problème des feux de forêts, assez peu connu par la communauté scientifique, se pose avec acuité par son impact dévastateur. En effet, ce phénomène est responsable chaque année des pertes de la couverture végétale, c'est facteur de dégradation probablement le plus significatif du point de vue des massifs forestiers, selon les propos recueillis auprès du Directeur Général des forêts lors d'une interview à la Radio algérienne le 14 juillet 2019, les feux de forêts ravagent annuellement plus de 320 km² (moyenne calculée au cours des 20 dernières années). Récemment cette valeur a été estimée à 356 km² entre 2008-2017 (D-G-Forêts, 2018). Ceci s'explique par l'augmentation significative de ce phénomène ces dernières années, accompagné de la sécheresse enregistrée et des fortes vagues de chaleur qui ont contribué à l'augmentation récente de l'intensité des incendies (2020 à 2022).

2.2.5 Bassins hydrographiques et le réseau hydrographique

Le bassin est défini comme une entité topographique et hydrographique dans laquelle se produisent des entrées d'eau (sous forme de précipitations essentiellement, sans oublier les apports souterrains issus d'autres bassins) où l'écoulement s'effectue suivant un système de pentes et de drains naturels en direction de l'exutoire ou embouchure du cours d'eau collecteur.

Simplement dire que le bassin versant représente une unité hydrologique drainé par un cours d'eau et ses affluents sur un ensemble de versants. La superficie du bassin versant est délimitée par la ligne appelée ligne de partage ou ligne des eaux qui reliant tous les points des crêtes. Toutes les eaux qui tombent dans cet espace s'écoulent et convergent vers un même point de sortie nommé exutoire (Mebarki, 2005).

2.2.5.1 Les grands bassins du Nord d'Algérie

Le Nord Algérien, est composé en quatre grandes régions hydrographiques, limité au Sud par la ligne de crête de l'Atlas, La côte Sud de l'Atlas représente la cinquième région. Ils sont comme suit :

- Oranie - Chott Chergui : avec une superficie de 77 251 Km².
- Cheliff – Zahrez : avec une superficie de 56 000 Km².
- Algérois - Hodna – Soummam : avec une superficie de 47 588 Km².
- Constantinois - Seybousse – Mellegue : avec une superficie de 44 348 Km².

La région hydrographique du Sahara occupe le reste de la surface du pays.

Chaque une de ces régions est gérée par un établissement dit Agence de Bassin Hydrographique (ABH). L'ensemble de ces régions hydrographiques sont divisées en 17 grands bassins hydrographiques selon la carte de réseau hydraulique et de surveillance de la qualité des eaux de l'ANRH (ANRH, 2005), voir le tableau (2-1) et la figure 2-3.

Ce découpage a été fait lors de l'étude générale intitulée Plan National de l'Eau lancée en 1993.

Tableau (2-1) : Les grands bassins hydrographiques de l'Algérie avec leur superficie (ANRH).

Bassins	Nom	Superficie en Km²
01	Chéliff	43 750
02	Côtiers Algérois	11 958
03	Côtiers Constantinois	11 566
04	Côtiers Oranais	5 831
05	Chott Hodna	25 843
06	Chott Melghir	68 750
07	Hauts plateaux Constantinois	9 578
08	Chott Chergui	52 090
09	Isser	4 149
10	Kebir Rhumel	8 815
11	Macta	14 389
12	Medjerda	7 785
13	Sahara	2 087 995
14	Seybousse	6 475
15	Soummam	9 125
16	Tafna	7 245
17	Zahrez	9 141

Du point de vue hydrographique, l'Algérie se partage en deux parties :

- L'Algérie du Nord.
- Le Sahara.

La présent travail se focalise sur la partie qui concerne l'Algérie du Nord qui est découpée en quatre régions, (les quatre premières régions citées précédemment).

De par la nature et le sens d'écoulement et les embouchures des oueds, le Nord de l'Algérien regroupe deux grands types des bassins hydrographiques, l'un dit bassins exoréiques (les eaux des oueds se jettent dans la mer) et l'autre dit bassins endoréiques (les eaux des oueds se jettent dans des dépressions fermées).

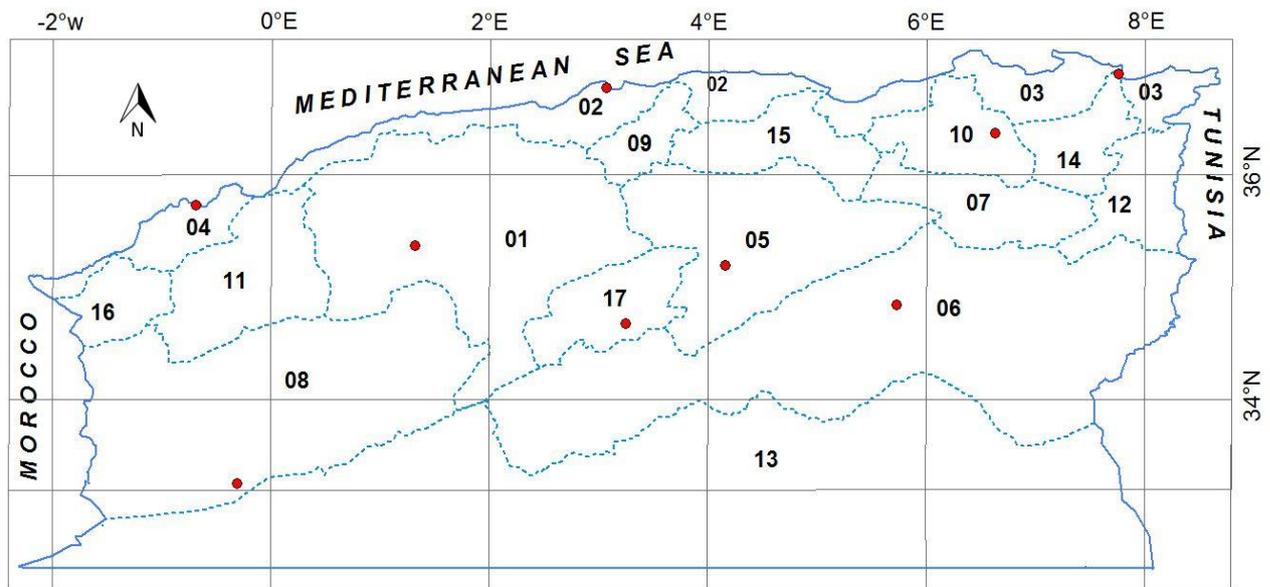


Figure 2-3 : Les grands bassins hydrographiques de l'Algérie (ANRH)

2.2.5.2 Les bassins exoréiques et bassins endoréiques

Tous les bassins versant du Tell se jettent dans la Méditerranée au nombre de 11, des oueds drainant l'Atlas tellien ver la mer Méditerranée : côtiers Algérois (02), côtiers Constantinois (03), et côtiers Oranais (04), la Tafna (16), la Macta (11), l'Isser (09), le Chellif (01), la Soummam (15), le Kebir Rhumel (10), le Seybouse (14) et la Medjerda (12). Le Chellif

représente le plus grand bassin parmi ces bassins, il est drainé avec l'oued du Chellif dont la majorité de ces affluents drainent des surfaces situées dans les hauts plateaux. Pour les bassins du Soummam, Kebir Rhumel, la Macta et le Seybouse, des parties de leurs surfaces appartiennent aux hauts plateaux.

Les bassins des hautes plaines, en revanche, ont des réseaux hydrographiques atrophiés et incomplets, les eaux de pluie se concentrent dans des fonds des dépressions pour former des lacs et des chotts. Certains de ces derniers sont temporels et disparaissent pendant les périodes sèches par processus d'évaporation ou par infiltration, les autres sont permanents et sont parfois alimentés par les eaux souterraines. Ces derniers constituent ainsi des véritables zones endoréiques pour réseaux hydrographiques convergents. Les bassins endoréiques sont au nombre de cinq, sont des oueds dont les écoulements se font vers les chotts : les hauts plateaux Constantinois (07), chott Chergui (08), chott Zahrez (17), chott Melghire et chott Hodna (05).

Le flanc Sud de l'Atlas fait partie de la région du Sahara. Les cours d'eau qui descendent sur le versant méridional (Sud) de l'Atlas Saharien, vont se perdre dans les sables du désert directement ou après avoir sommeillé dans des chotts d'une importance souvent considérable : Chott Merouane (13) (Bellout, 2015).

2.3 Contexte climatique

Le climat de l'Algérie est varié entre les régions Nord-Sud et Est-Ouest, par son immense superficie. Le long de la côte méditerranéenne septentrionale du pays (le littoral et l'Atlas tellien), le climat est considéré typiquement méditerranéen avec des hivers doux et pluvieux et des étés chauds et secs. Sur les hauts plateaux au centre du pays le climat est dit semi-aride, avec un hiver plus froid et neigeux et un été plus chaud et plus sec. Sur le reste du pays le climat aride très chaud (désertique) dès que l'on franchit la chaîne de l'Atlas Saharien avec un contraste des températures diurnal très marqué. Le climat est le facteur principal déterministe des ressources en eau et le bilan hydrologique se trouve directement influencé par les facteurs du climat, plus spécialement : la pluviométrie, la température, l'ensoleillement, la vitesse de vent, ...etc.

2.3.1 Le bioclimat

En Algérie tous les étages bioclimatiques sont représentés depuis le très humide au Nord jusqu'au très aride au Sud, et depuis le froid jusqu'au chaud pour les variantes thermiques (Derdous et al. 2021).

Selon la classification bioclimatique donnée par Baltas (2007) qui est appliquée pour la région d'étude, nous avons trouvé que le Nord de l'Algérie présente une diversité climatique répartie sur cinq étages, de le très humide à très sec (Mimeche et al. 2022). Selon la figure 2-4 (B) le Nord de l'Algérie présente une diversité climatique répartie sur cinq étages, de très humide à aride (très sec). La figure montre que le bassin versant du Côtiers Algérois qui est situé dans la partie nord et surplombe la mer Méditerranée, a un climat très humide, caractérisé par des valeurs des pluies moyennes varient entre 700-800 mm et/ou supérieur à 800 mm (figure 2-4 (A)). En revanche, les bassins versants Isser, Soummam et Kebir Rhumel ont la plus grande diversité climatique, qui varie entre très humide, humide, semi-humide, méditerranéen et semi-aride. Dans cette zone, les précipitations varient entre 300-800 mm et/ou supérieure à 800 mm. Cette diversité dépend principalement des caractéristiques géographiques et géologiques de la région.

Dans la partie Nord-Est le Côtiers Constantinois est caractérisé par un climat très humide, humide et semi-humide, où la pluie varie entre 500-800 mm et/ou supérieure à 800 mm. Les bassins versants Chélif, Seybouse et Medjerda ont une diversité climatique qui se situe entre humide, semi-humide, méditerranéen et semi-aride. Dans cette zone, le minimum pluviométrique a été observé dans le bassin versant Seybouse, qui arrive à 300 mm. Différemment, dans les bassins de Chélif et Medjerda les valeurs minimales de précipitations atteignent jusqu'à 200 mm dans les zones méridionales. De plus, les bassins versants Tafna, le Côtiers Oranais, le Macta, le Chott Chergui, le Zahrez, Chott Hodna, Chott Melrhir et le Hauts plateaux Constantinois sont caractérisés par un climat semi-aride, où les précipitations varient généralement entre 300 - 400 mm, à l'inverse, les précipitations minimales des bassins de Chott Chergui, Zahrez, Chott Hodna et Chott Melrhir atteignent jusqu'à 200 mm.

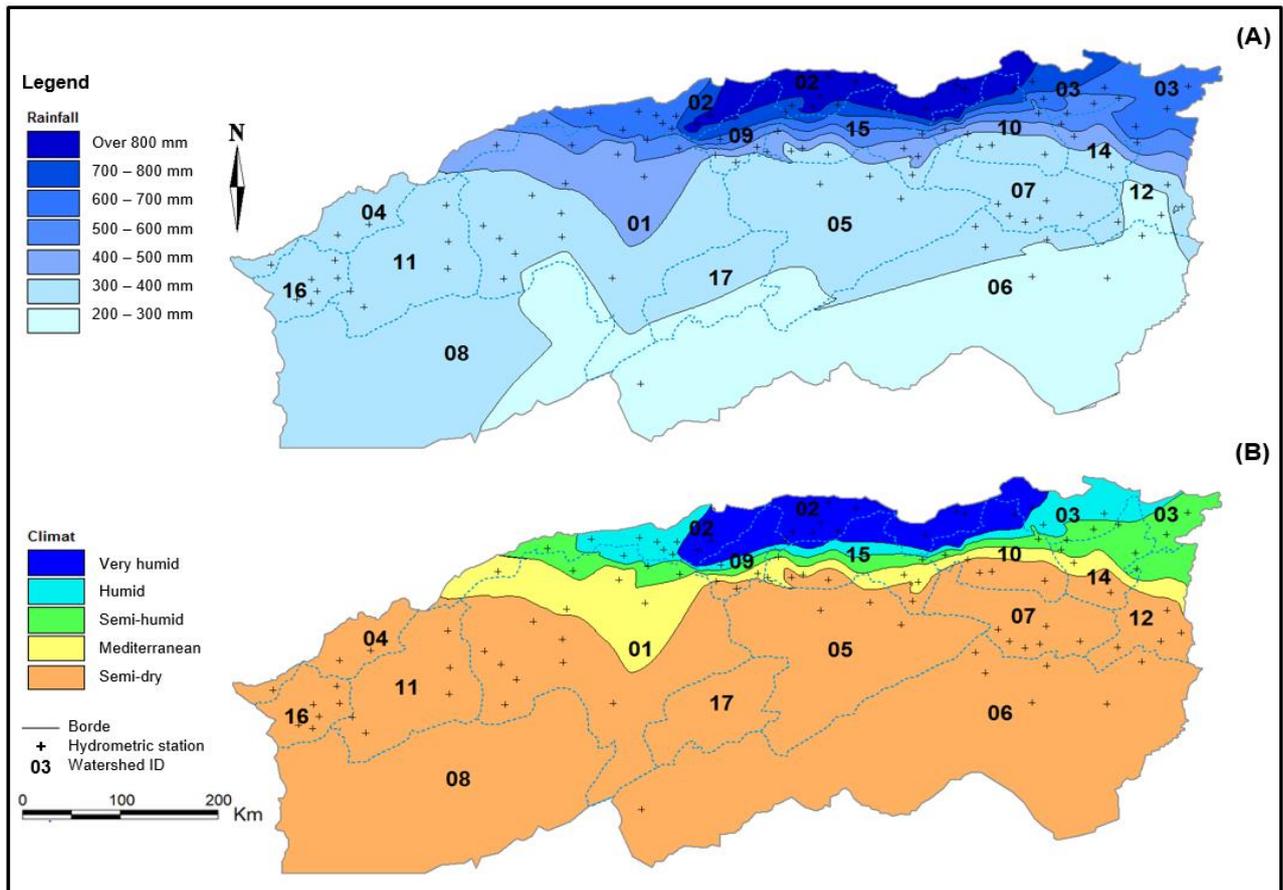


Figure 2-4 : Carte de distribution spatiale interannuelle des précipitations (A), la classification bioclimatique du Nord de l'Algérie (B) (Mimeche et al. 2022).

2.3.2 La pluviométrie

La répartition spatiale des précipitations est très hétérogène elle se caractérise par un fort gradient Nord-Sud bien marqué et un gradient Est-Ouest moins faible (Djellouli, 1990 ; Touazi et al. 2004 ; Taibi et al. 2017).

La région du Tell, située au nord du pays, présente un climat distinctement méditerranéen. Les étés y sont chauds et secs, tandis que les hivers sont doux et pluvieux. La majeure partie des précipitations annuelles survient entre Octobre et Avril, avec des variations considérables allant de 200 à 1600 mm d'eau. Ces précipitations se font plus rares dans la partie occidentale, notamment à Oran, où elles oscillent entre 300 et 400 mm par an, créant ainsi un paysage plus aride dans cette région. En revanche, les zones centrales et orientales, comme Alger et Annaba,

bénéficient d'une abondance de précipitations variant entre 600 et 800 mm pour Alger, et entre 600 et 900 mm pour Annaba. Cela est particulièrement vrai dans les massifs montagneux tels que l'Edough et le Djurdjura en Kabylie, où les hauteurs des précipitations dépassent même les 1500 mm. Les hauteurs d'Erraguène enregistrent plus de 1400 mm de pluie, et le massif de Collo atteint jusqu'à 1600 mm. Bien que la neige soit rare, principalement sur le littoral, elle perdure en haute montagne pendant l'hiver, couvrant les sommets du Djurdjura et de Tababourt pendant quelques mois.

Dans les Hauts Plateaux et l'Atlas Saharien, le climat est typiquement semi-aride, avec des précipitations annuelles qui ne dépassent pas 200 à 500 mm en moyenne. Des villes comme Tiaret, Djelfa et Constantine enregistrent en moyenne respectivement jusqu'à 300, 500 et 600 mm de pluie par an. L'effet orographique et l'exposition du versant Nord ont un impact sur le total pluviométrique dans l'Atlas Saharien, où les chiffres augmentent pour atteindre 400 à 600 mm par an, et les sommets de l'Aurès peuvent même recevoir plus de 600 mm. La figure 2-5 illustre la variation spatiotemporelle des quantités moyennes d'eau arrosant six villes algériennes situées dans des régions climatiques distinctes les unes des autres.

Les régions pré-sahariennes et sahariennes se caractérisent par un climat extrêmement aride, presque dépourvu de précipitations. Les précipitations annuelles moyennes varient de 50 à 200 mm de pluie. Dans les zones sahariennes, ces moyennes annuelles peuvent descendre en dessous de 50 mm, voire atteindre seulement 10 mm dans les régions les plus arides. Pour visualiser la répartition moyenne des pluies dans la zone d'étude, voir la carte figurant dans la figure 2-4(A) ainsi qu'à la carte des précipitations de l'ANRH (Annexe 1).

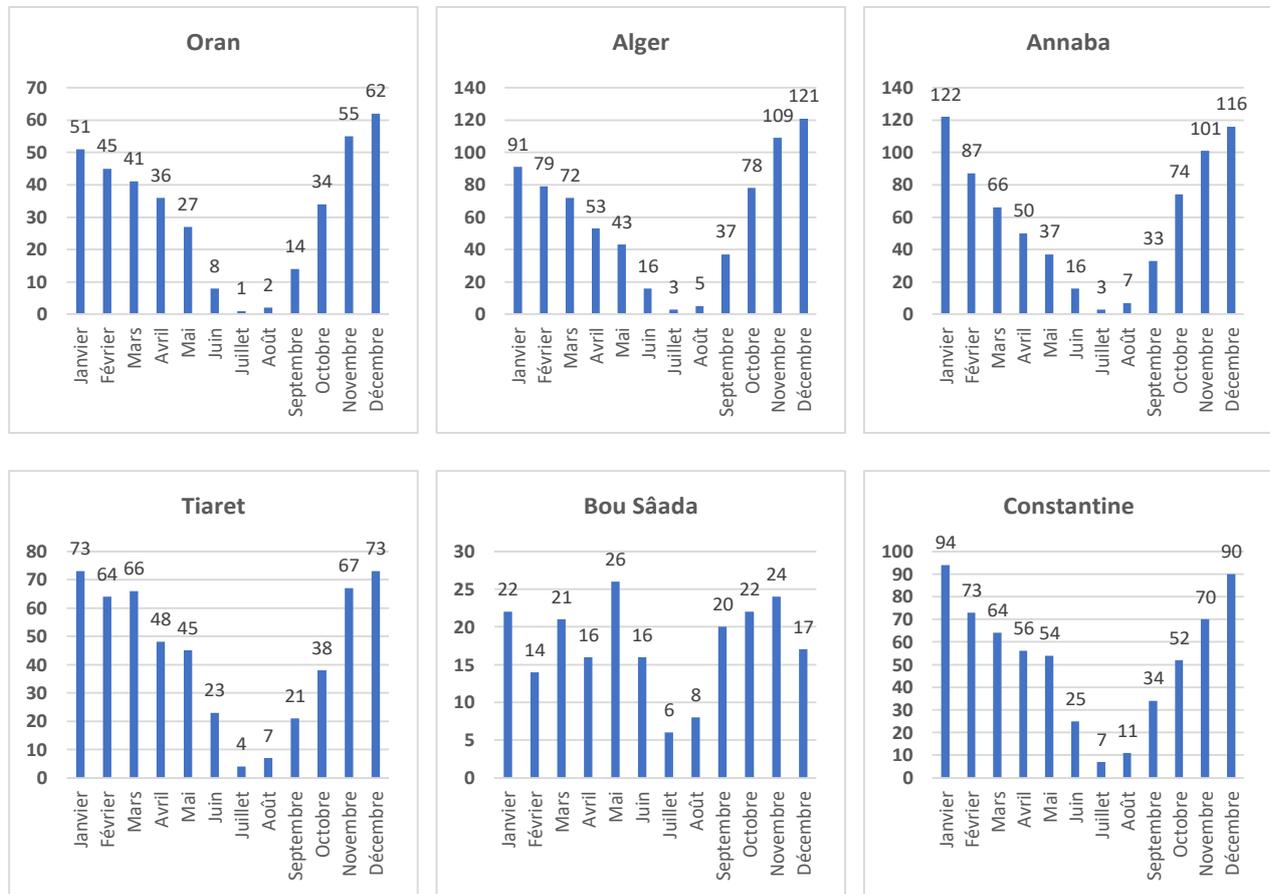


Figure 2-5 : La variation spatiotemporelle des pluies moyennes inter-mensuelle sur différentes villes de l'Algérie septentrionale (climate data).

2.3.3 Régimes de pluies et le changement climatique

La variabilité des précipitations dans le Nord algérien est très importante, elle varie considérablement d'une région à l'autre et d'un mois à l'autre. Les régimes de pluies sont très irréguliers notamment entre le Nord et les Hauts Plateaux et entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude. Les quantités de pluies les plus importantes tombent entre les mois de Novembre et Février, alors que la saison d'été est la plus sèche. L'irrégularité est aussi bien marquée d'une année à l'autre. La forte variation du régime pluviométrique au Nord algérien, peut-être expliquée par deux facteurs déterminants : climatique et géographique.

En Algérie, le relief joue un rôle très important dans la répartition des précipitations, du fait qu'il soit plus accentué à l'Est cette région reçoit presque le double des quantités précipitées à l'Ouest. Aussi les régions qui se trouvent sur le versant Nord reçoivent plus de pluie. Il existe une relation proportionnelle entre l'altitude et les précipitations, tout en tenant compte de l'orientation des versants et de la latitude, qui font que la zone d'étude est dominée par deux types de climat : un climat Méditerranéen sur le littoral et un climat semi-aride sur les hauts plateaux. L'influence de l'altitude sur la distribution géographique des précipitations est variée. Il y a une hausse des précipitations en fonction de l'altitude dans les stations exposées aux flux pluvieux, avec une variation du gradient de l'Ouest vers l'Est. Quoiqu'il en soit, l'altitude n'est pas toujours le facteur le plus important dans la distribution géographique des précipitations. D'autres facteurs tels que la position du relief par rapport à la mer, la morphologie de l'orographie, qui jouent aussi un rôle important (Medjerab et Henia, 2005 ; Messi et Toumi, 2014 ; Taibi et al. 2017).

En revanche, plusieurs études ont montré que le changement climatique a un impact sur la partie Nord de l'Algérie. La pluie connaîtra une augmentation de la quantité de précipitations (période d'abondance) et d'autre part la diminution de la quantité de précipitations (période de sécheresse), en plus il y a une tendance de l'augmentation de l'apparition des événements pluviométriques extrêmes ce qui peut déduire le risque d'occurrence de pluies torrentielles (ce phénomène a été bien remarqué surtout sur les dernières années), et qui peuvent générer des inondations. (Boudiaf et al. 2021 ; Zerouali et al. 2021 ; Boulmaiz et Boutaghane, 2022). Par ailleurs l'augmentation de l'occurrence des pluies abondantes par rapport aux précipitations de faible et moyenne intensité, va entraîner un effet direct sur la genèse de l'écoulement d'eau dans les cours d'eau en influençant le ruissellement et l'évapotranspiration au niveau des bassins versants.

2.3.4 Température

La température de l'air est l'un des paramètres essentiels qui conditionne les déperditions d'eau par le phénomène de l'évaporation. Cette dernière est une composante majeure du cycle hydrologique et un paramètre d'intérêt dans l'étude du bilan et du potentiel hydrique et la variabilité des ressources en eau d'une région (Stan et al. 2015). Pour cela, l'étude des températures moyennes annuelles et mensuelles est primordiale, car ce sont elles qui nous

permettent d'évaluer le déficit d'écoulement d'un bassin versant. Comme la pluviométrie la température a une variation liée directement avec les saisons et les régions climatiques.

Les températures sont variables entre l'été et l'hiver, entre le jour et la nuit. Sur la région de Tell les températures sont plutôt uniformes : où la température moyenne journalière (maximale et minimale) tourne autour de 10/12°C dans les mois de Décembre et Janvier, les mois les plus froids de l'année, alors que la température moyenne journalière (maximale et minimale) tourne autour de 25/30°C en Juillet et Août, les mois les plus chauds de l'année. Sur les massifs des montagnes la température se baisse en hiver et atteindre même des valeurs négatives est la neige y est fréquente en hiver notamment les massifs de Kabylie, la température moyenne avoisine les 3°C voire -7°C en hiver. La figure 2-6 montre une comparaison de la variation spatiotemporelle des températures des mêmes régions que la figure 2-5.

Sur les hauts plateaux et l'Atlas Saharien le climat est dit continental (très chaud et sec en été et doux en hiver). L'hiver est froid la température moyenne journalière de Janvier et tourne autour 2/9°C degré et les températures minimales peuvent arriver jusqu'à -5 à -10°C et même au-delà, en été les températures enregistrent une amplitude thermique supérieure à celle des régions côtières, celle de Juillet est entre 19/33°C. Au centre-ouest des hauts plateaux la température estivale varie de 30 à 38°C. Dans l'est, Batna à titre d'exemple (la zone des Aurès), les hivers sont très froids, la température atteint parfois les -18°C. Les étés sont très chauds et les maximas arrivent parfois à 50°C.

Le Nord du Sahara possède un climat continental. En hiver, le thermomètre y descend jusqu'à -3°C ; mais en été, la température peut atteindre 58°C. À Biskra, au niveau de la lisière la plus septentrionale du désert, les températures moyennes maximales sont seulement de 41 - 42°C en Juillet - Août avec, cependant, des pics de 48 à 52°C lors des invasions d'air surchauffé venu du sud. Le reste du Sud algérien, le climat est typiquement désertique, caractérisé par la chaleur et la sécheresse toute l'année, la chaleur annuelle moyenne augmente généralement en allant de plus en plus au Sud.

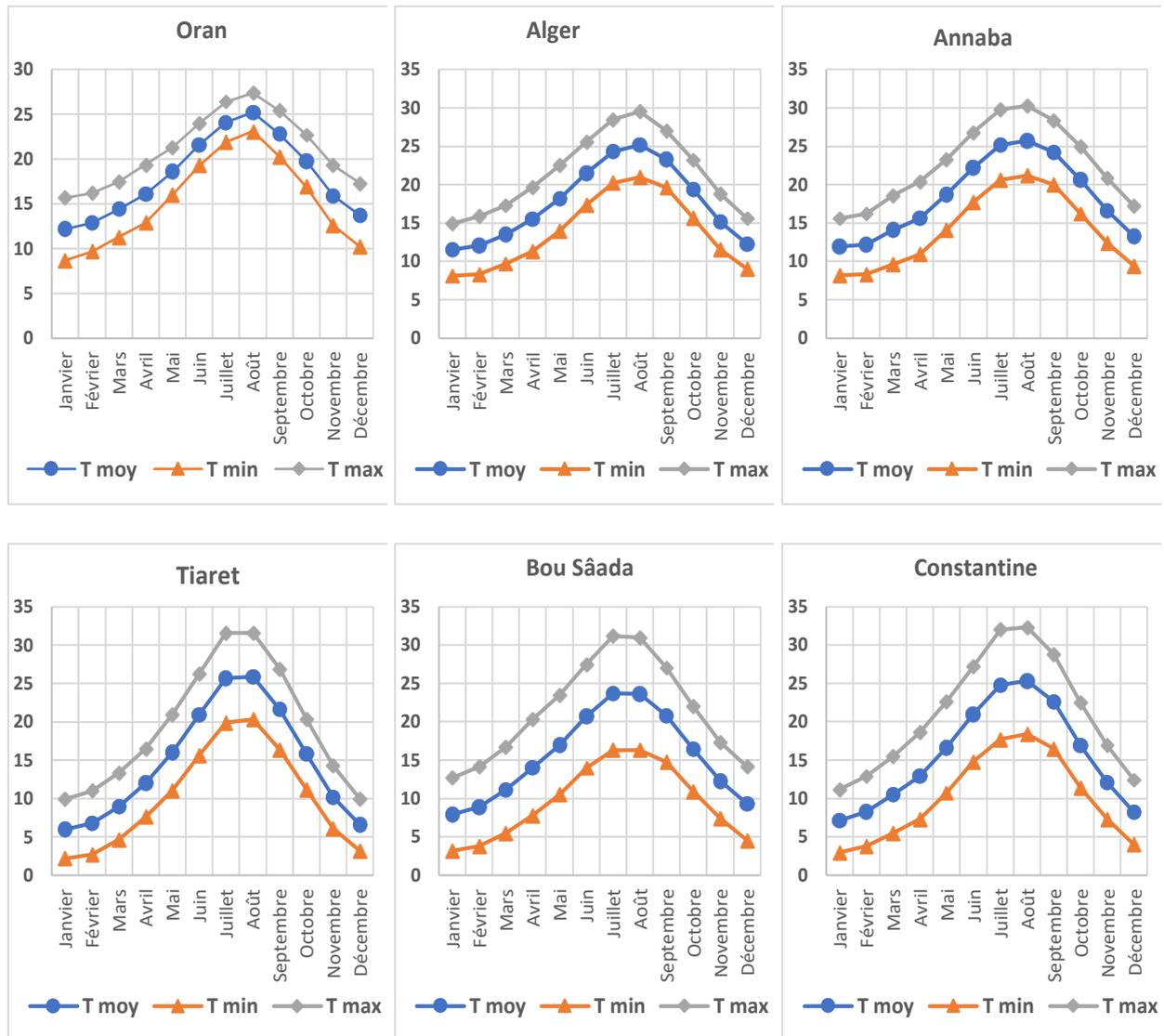


Figure 2-6 : La variation spatiotemporelle des températures moyennes inter-mensuelle sur différentes villes de l'Algérie septentrionale (climate data).

2.3.5 Humidité

L'humidité relative d'air est l'un des paramètres déterminants de l'évaporation, elle représentant le degré de saturation de l'air en vapeur d'eau. Lorsque l'humidité relative est faible, l'air est loin d'être saturé en vapeur d'eau. Dans ce cas, il est possible d'ajouter plus d'eau par évaporation contrairement lorsque l'humidité relative est forte. Les valeurs de l'humidifier ont une relation

directe avec les facteurs climatiques (pluie, température, pression atmosphérique, ...etc.) et les facteurs physico-géographique de chaque région.

En Algérie la répartition mensuelle de l'humidité de l'air sur les régions du littoral ne subit pas une grande variation. Les valeurs moyennes de l'humidité relative restent presque stables durant l'année avec un petit changement entre les mois. Les valeurs moyennes de l'humidité relative généralement qui varient entre 65% et 74%, avec une amplitude annuelle, ne dépasse pas 10%.

Contrairement pour les régions intérieures du pays, les taux d'humidité connaissent des grandes variations au cours de l'année au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la mer. Dans ces régions, les valeurs moyennes de l'humidité relative varient entre 52 % et 24 %, et l'amplitude annuelle est plus importante par rapport au Nord du pays, mais l'humidité est généralement beaucoup plus faible. Le tableau (2-2) donne la variation des moyennes mensuelles de l'humidité relative de l'air en pourcentage dans quelques zones algériennes (Mekhloufi, 2014 ; Oulhaci et Boutoutou, 2016).

Tableau (2-2) : Moyennes inter-mensuelle des humidités relatives de l'air en pourcentage dans quelques zones algériennes (ANRH).

Région	Station	Janvi	Féври	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Septe	Octob	Novem	Décem	Annuelle
Littoral	Annaba	77	74	74	75	71	72	70	71	71	73	74	77	75
	Dar El Beïda	77,5	79,9	75,7	75	73,7	68,9	68,5	68,6	68	74	76,7	77,8	74,1
Atlas tellien	Miliana	70	67	60	59	56	47	42	43	55	62	70	73	58
	Mascara	72,7	65,6	61,6	58	54,9	45,8	41	44	55	62	71	71,6	64,9
Haut plateau	Sétif	75	68,7	64	57	51	40	33	37,5	53,7	61	72	76,5	65,8
Atlas Saharien	El Bayadh	63	51,5	48	43	34,8	27,7	22,6	24,9	36,9	47,5	58,9	65	52,1
	Biskra	57	46	41	35	30	27	24	28	38	44	53	58	40
Sahara	Tamanrasset	22	19	19	17	17	17	19	17	20	21	24	27	24,8

2.3.6 Evapotranspiration

Les termes évaporation et évapotranspiration (ETR) représentent les pertes en eau par retour direct à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ces pertes comprennent tous types d'évaporation des surfaces : lacs, cours d'eau, du stockage dans les cavités, l'eau contenue dans le sol et les nappes d'eau libre ; en plus de la transpiration des végétaux et des animaux. L'évapotranspiration représente le terme le plus important du bilan hydrologique, après la précipitation, On a pris de l'appeler, par habitude les pertes par évaporation (Roche, 1963).

Les taux d'évaporation dépendent de plusieurs facteurs physiques et climatiques qui affectent l'évaporation. Ils sont variables avec la source de la perte d'eau par évaporation : à partir d'une surface libre, d'un sol nu ou d'une surface recouverte de neige. En général, les facteurs qui conditionnent l'évaporation et qui influencent la mesure de l'évaporation sont les suivants : les rayonnements solaires et atmosphériques, la pression atmosphérique, la température de l'eau et de l'air, l'humidité de l'air, le vent, ...etc. et des facteurs physiques comme la profondeur et la dimension de la nappe d'eau, la qualité de l'eau et les caractéristiques du bassin : expositions des versants au soleil, au vent, pentes, sol, ...etc. (Musy et Higy, 2004). En général l'évaporation s'exprime en millimètres de hauteur d'eau et représente l'épaisseur de la quantité d'eau évaporée, dans l'unité de temps que l'on considère : jour, mois, année, ...etc.

2.3.6.1 Mesure de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration (ETR) est un paramètre majeur du bilan hydrique d'un bassin versant. Son estimation précise est requise pour de nombreuses études, telles que le bilan hydrologique, la modélisation hydrologique, la planification et la gestion des ressources en eau et l'irrigation. Elle désigne la quantité exacte d'eau réellement évapo-transpirée à partir d'une surface considérée. C'est un phénomène extrêmement complexe, faisant intervenir des paramètres climatiques, aérodynamiques, énergétiques et biologiques (pluie, température, ensoleillement, vitesse de vent, couverture végétale, ...etc.).

L'ETR est une donnée impossible à mesurer à l'échelle d'une parcelle ou d'une région. Au contraire, elle ne peut être réalisée qu'à l'échelle locale. La complexité de cette estimation a conduit à employer les notions d'évapotranspiration potentielle (ETP) et d'évapotranspiration de référence (ETo). Par conséquent, le calcul précis de la TEP et ETo est une étape critique dans les

recherches sur l'évapotranspiration actuelle (réelle), en hydrologie et de nombreux autres domaines environnementaux et agricoles.

L'évapotranspiration potentielle (ETP) correspond à : *Évapotranspiration maximale d'un couvert végétal quelconque, maximal signifiant que le couvert est bien alimenté en eau et en phase active de croissance et donc que l'eau n'est pas un facteur limitant de l'évapotranspiration.* L'évapotranspiration de référence (ETo) correspond à : *l'évapotranspiration d'une surface de référence gazon de 12 cm de haut, ayant un albedo de 0,23 et une résistance de surface de 70 s.m-1 qui ne serait pas limitée en eau (Richard, 2014).* L'ETo caractérise la demande atmosphérique en eau pour une surface homogène, elle peut être inférieure à l'ETR. L'ETP est appliqué principalement en hydrologie, météorologie et climatologie et c'est ce dont nous avons besoin dans les prochaines étapes de cette étude, tandis que l'ETo a été appliqué principalement en agronomie, agriculture, irrigation et écologie.

2.3.6.2 Estimation de l'évapotranspiration potentielle

Les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle se classent en deux types qui sont :

- Les méthodes directes « instruments et appareils du mesurage ».
- Les méthodes indirectes « utilisation des formules empiriques ».

En pratique, à l'échelle qui nous intéresse, celle du bassin versant et pour les applications d'ingénierie et hydrologiques de routine. Les techniques de mesure directe d'évaporation ne sont pas recommandées, car elles impliquent une procédure longue et exigeant un équipement coûteux afin d'obtenir des expériences précises et soigneusement conçues. Par conséquent, l'utilisation des formules empiriques est conçue pour l'estimation des valeurs de l'ETP.

La littérature contient une multitude de modèles de ETP, les articles revus de (McMahon et al. 2013 ; McMahon et al. 2016 et Xiang et al. 2020) qui contiennent des informations sur les équations souvent utilisées pour calculer l'ETP et donnent évolution historique des hypothèses et des définitions des modèles ETP. Les équations d'ETP ont été classées en types basés sur le transfert de masse, basés sur la température, basés sur le rayonnement et combinés, chacun avec des exigences de données différentes.

En Algérie, les équations couramment utilisées pour l'estimation de l'ETP sont nombreuses, on site à titre d'exemple :

- Formule de Thornthwaite.
- Formule de Turc.
- Formule de Blaney-Criddle.
- Formule de Penman.
- Formule de l'ANRH.

En hydrologie, comme dans beaucoup d'autres domaines, l'ETP de Penman est une référence. Elle est censée donner l'estimation la plus proche de la mesure lysimétrique de l'ETP (Allen et al. 1998 ; Oudin, 2004).

2.3.6.3 Formule algérienne

Dans l'étude de l'ANRH sur l'évaluation des ETP, a proposé une formule qui donne une bonne approximation de l'ETP de Penman, sur la base de 45 stations ayant permis d'estimer ETP de Penman et 142 postes météorologiques, à partir de la température moyenne mensuelle et de la position de la station. Aussi, fit-elle appel à des données mesurées qui ne sont disponibles qu'en un nombre restreint de postes d'observation. La valorisation des données de températures mensuelles disponibles, la mise au point de deux coefficients correctifs, mensuel (K_m compris entre 0,90 et 1,22) et régionaux (K_r variant entre 0,85 et 1,25), et prise en compte de la durée théorique des jours du mois (H en heures par mois) (tableau (2-4)). Cette nouvelle formule algérienne dite "ETP_{ANRH}" est comme suit :

$$ETP_{ANRH} = K_r \times K_m (H - 187)(0.032 \times t + 0.077) \quad (2-1)$$

Avec :

- ETP : évapotranspiration potentielle (mm/mois) ;
- K_r : coefficient régional ;
- K_m : coefficient mensuel ;
- t : température moyenne mensuelle pour le mois considéré (°C) ;
- H : Durée théorique mensuelle d'insolation (heures/mois) et elle est exprimée en fonction de l'ordonnée (Y) de Lambert (K_m) selon la formule suivante : $H_i = a_i Y + b_i$;

Avec :

- Y : l'ordonnée de Lambert de la zone (Km) ;
- ai, bi sont donnés dans le tableau (2-3) ;

Tableau (2-3) : Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de l'ANRH.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Km	0,96	1,22	1,11	1,17	1,02	1	0,97	0,97	0,98	0,9	0,90	0,86
ai	-0,022	-0,01	-0,001	0,01	0,02	0,025	0,02	0,014	0,003	-0,008	-0,019	-0,025
bi	315	307	371	389	429	429	436	414	370	351	311	308

2.3.6.4 Carte de l'évapotranspiration potentielle de l'Algérie

La carte a été élaborée lors d'un projet de coopération Algéro-Allemand qui a été entrepris par le Ministère des Ressources en Eau en collaboration avec l'ANRH, ce qui a permis de développer une nouvelle relation pour l'évaluation de l'évapotranspiration potentielle mensuelle à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondant de la position géographique.

Cette carte de l'ETP de l'Algérie (ANRH, 2002) est un outil supplémentaire qui permet d'éviter de faire recours à des calculs par le biais de formules empiriques (carte publiée à l'échelle du 1/500 000). Elle offre l'avantage de connaître en tout point de l'espace les valeurs annuelles moyennes de l'évapotranspiration potentielle. Son élaboration a été basée sur la formule empirique d'évapotranspiration potentielle ETP_{ANRH} . Cette carte est présentée dans l'Annexe (2).

2.4 Conclusion

On a donné dans ce chapitre un aperçu général sur les caractéristiques physico-géographiques des bassins versants de la partie septentrionale de l'Algérie et des réseaux hydrographiques qui les parcourent. La présente étude concerne la partie nord de l'Algérie, qui s'étend entre $-2,2^{\circ}$ O/ $8,6^{\circ}$ E, et 33° / 37° N, elle est limitée au Nord par la mer méditerranéenne et au sud par le grand Sahara. Cette zone représente la partie la plus pluvieuse et aussi la partie du pays où se

trouve la majorité de la masse des réseaux hydrographiques, et elle se caractérise par une altitude allant de -40 à 2 328 m.

De point de vue géographique, l'Algérie est divisée en trois ensembles distincts : le Tell au Nord, les hauts plateaux et l'Atlas saharien au centre, et le Sahara au Sud. Ces fortes disparités accordent à l'Algérie deux grands types des bassins hydrographiques : des oueds à écoulement exoréique au Nord (bassins subhumides à humides du Tell et des plaines côtières), et des oueds à écoulement endoréique au Sud (bassins semi-arides à arides des Hautes Plaines et des piémonts de l'Atlas saharien).

En Algérie tous les bioclimats sont représentés du très humide au Nord jusqu'au aride au Sud, et du froid jusqu'au chaud pour les variantes thermiques. La distribution spatiale des précipitations est caractérisée par un fort gradient du Nord au Sud et un faible gradient d'Est en Ouest. Comme la pluviométrie la température a une variation liée directement avec les saisons et les régions climatiques.

La végétation dans l'Algérie dispose d'une large variété végétale et suit une distribution non uniforme, suite à la différence climatique sur le territoire Algérien, la variation des précipitations quantité de pluie annuelle et même les caractéristiques géographiques locales (relief type de sol, ...etc.). Ces dernières caractéristiques physico-géographiques et climatiques cités dans ce chapitre, représentent les principaux éléments déterminants des processus hydrologiques et de la distribution spatio-temporelle de l'écoulement.

Chapitre 3

Données hydro-climatiques

Collecte, analyse, traitement et comblement

3.1 Introduction

Les données jouent un rôle fondamental dans toutes les études hydrologiques, notamment pour les travaux d'évaluation des ressources en eau qui requièrent des données sur les variations spatio-temporelles des débits, des données climatiques et les caractéristiques physiques et morphométriques des bassins versants. En revanche, les besoins en données peuvent varier en priorité selon les pays, voire les régions au sein d'un même pays. Donc, les données de quantité et de qualité sont essentielles pour une prise de décision éclairée et une gestion durable des ressources en eau.

Dans ce chapitre nous aborderons la partie de collecte des données hydro-climatiques et morphométriques dans la région à étudier. Cette étape est la plus cruciale et exigeante de notre travail, elle consiste à rassembler les données brutes provenant de différentes sources, à vérifier la fiabilité de ces données et à combler les lacunes afin de les rendre plus fiable, pour bien mener l'étude.

3.2 Réseau hydrométrique des cours d'eau de l'Algérie septentrionale (données hydrométriques, évolution et exploitation)

Le réseau hydrométrique du Nord de l'Algérie comprend plus de 200 stations de mesure réparties sur 16 bassins versants. Les premières de ces stations ont été mises en service vers le début de 1924. En raison d'intérêts économiques, le réseau hydrométrique de l'Algérie a connu plusieurs développements depuis sa création. La figure 3-1 illustre le principal réseau hydrographique du Nord de l'Algérie, montrant les emplacements des principales stations hydrométriques. Ces stations sont divisées en deux groupes principaux en fonction de leur période d'implantation : les stations anciennes (mise en service avant 1962) et les stations récentes (en service après 1962) (Mebarki, 2005 ; Belout, 2015 ; Oulhaci 2016).

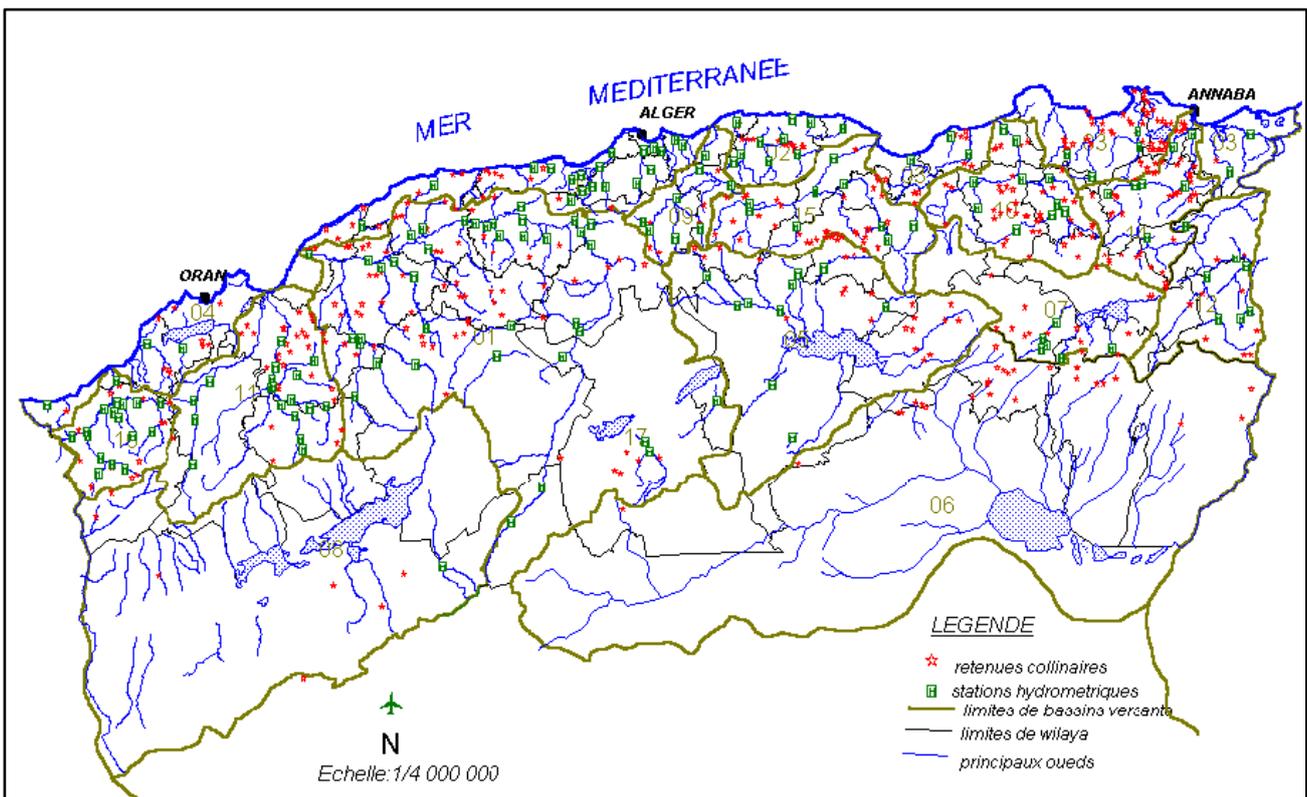


Figure 3-1 : Le réseau hydrographique principal du Nord de l'Algérie avec la situation des principales stations hydrométriques (ANRH).

3.2.1 Les stations anciennes

Les stations anciennes sont celles qui ont été mise en place pendant la période de colonisation, c'est-à-dire avant 1962. Elles ont été mises en service vers le début de 1924, sous la supervision du Service des Études Scientifiques (SES). Les emplacements des premières stations de jaugeage ont généralement été choisis en fonction de la localisation des barrages hydrauliques existants ou prévus. Le nombre de stations était très limité pendant les premières années, puis le réseau a été progressivement renforcé entre 1946 et 1961.

La première expérience a permis d'identifier les difficultés à atteindre et les exigences auxquelles une station de jaugeage devait répondre pour s'adapter aux caractéristiques des cours d'eau algériens, notamment la grande mobilité de leurs lits, la variabilité extrême de leurs débits et les énormes apports de sédiments qu'ils transportent. Les premières mesures systématiques des débits des cours d'eau ont été réalisées avec de grandes difficultés. La solution générale adoptée consistait à créer un déversoir de mesure équipé d'un enregistreur de niveau.

Les données de mesures hydrologiques sont consignées dans le Recueil des Observations de 1924 à 1946 pour les stations de la période 1924-1946. À partir de l'année hydrologique 1946-47, l'Annuaire Hydrologique de l'Algérie a été chargé de publier les données d'observations, rendues selon l'année hydrologique du 1er septembre au 31 août, pour les stations de la période 1946 -1961. En raison des événements de la guerre de libération nationale, à partir de 1955-56, le nombre de stations couvertes par l'Annuaire hydrologique a été réduit d'environ la moitié. La publication des données a été interrompue peu avant l'indépendance du pays.

3.2.2 Les stations récentes

Après l'indépendance, le fonctionnement des anciennes stations a été interrompu en raison de l'absence d'un organisme chargé de les gérer. À partir de 1968 une tentative d'activation du réseau hydrométrique a été entreprise (réhabilitation des anciennes stations et installation de nouvelles stations), sous la supervision de la Direction des Etudes de Milieu et de la Recherche Hydraulique (DEMRH), maintenant connue sous le nom d'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH).

Au cours des années 1972, le réseau a connu une véritable expansion, atteignant 200 stations hydrométriques à l'échelle nationale en 1990. Malheureusement, sur les 200 stations installées

dans le Nord de l'Algérie, seuls les deux tiers sont actuellement en service (figure 3-2). Les principales causes de l'arrêt des stations sont liées aux problèmes rencontrés sur les sites de mesure (difficultés d'accès, instabilité importante du lit des cours d'eau) ainsi qu'à la gestion des stations (manque d'intérêt des observateurs, moyens de contrôle insuffisants). De plus, la construction de barrages sur les emplacements mêmes ou à proximité des stations hydrométriques ont posé des problèmes. Il convient également de mentionner l'insécurité qui a prévalu dans le pays tout au long des années 1990, en particulier dans les zones éloignées des voies d'accès.

Les observations provenant des stations de jaugeage constituent la principale source d'information pour l'annuaire Hydrologique, qui a été relancé après l'indépendance, avec la reproduction des débits journaliers de l'année 1968-1969. Cependant, l'édition de l'Annuaire a connu des irrégularités et des retards. Toutes les stations en fonctionnement ne sont pas incluses dans l'Annuaire, car une sélection est faite en fonction de la fiabilité des données, de la représentativité géographique et des critères propres à l'ANRH liés à la classification du réseau.

3.2.3 Données de mesures hydrométriques des cours d'eau de l'Algérie et périodes d'observation

En raison d'intérêts économiques, le réseau hydrométrique de l'Algérie a connu divers développements depuis sa création. Les périodes et durées d'observation varient considérablement d'une station à l'autre, comme le montre la figure 3-2 qui présente le nombre des stations de jaugeage en service par année. Nous constatons que le nombre d'observations avant les années 70 était limité (moins de 20 sites). Les années 70 ont marqué une expansion significative du réseau avec la mise en place d'un véritable réseau de surveillance. Dans les années 80, le réseau a été réduit pour se stabiliser à environ 80 stations.

L'analyse de ce graphique basée sur les archives de l'ANRH révèle un grand nombre de stations de jaugeage opérationnelles dans la zone d'étude. Sur une période de 30 ans, de 1970 à 2000 ; 120 stations de jaugeage ont fourni d'au moins dix années d'observation, dont 80 stations avec 20 à 30 observations. Cette analyse suggère qu'environ 80 stations de l'ANRH possèdent environ 25 ans de données d'observation. Cependant, il est important de noter que les stations en

fonctionnement ne sont pas toujours les mêmes, et il est possible que certaines séries de données ne soient pas fiables.

En réalité, le pourcentage d'informations disponibles varie d'une station à une autre et d'une période à une autre. Les durées d'observation diffèrent entre les stations, tout comme le taux d'information disponible. Il est probable que certaines séries de données ne soient pas fiables en raison de la complexité de la gestion d'une station de jaugeage et des coûts élevés associés. Cette situation est d'autant plus prononcée dans les régimes méditerranéens ou subdésertiques, où l'impact des crues sur les débits est particulièrement important.

Par conséquent, il est impératif de s'assurer de disposer d'une base d'observations de débits suffisamment justifiée et fiable.

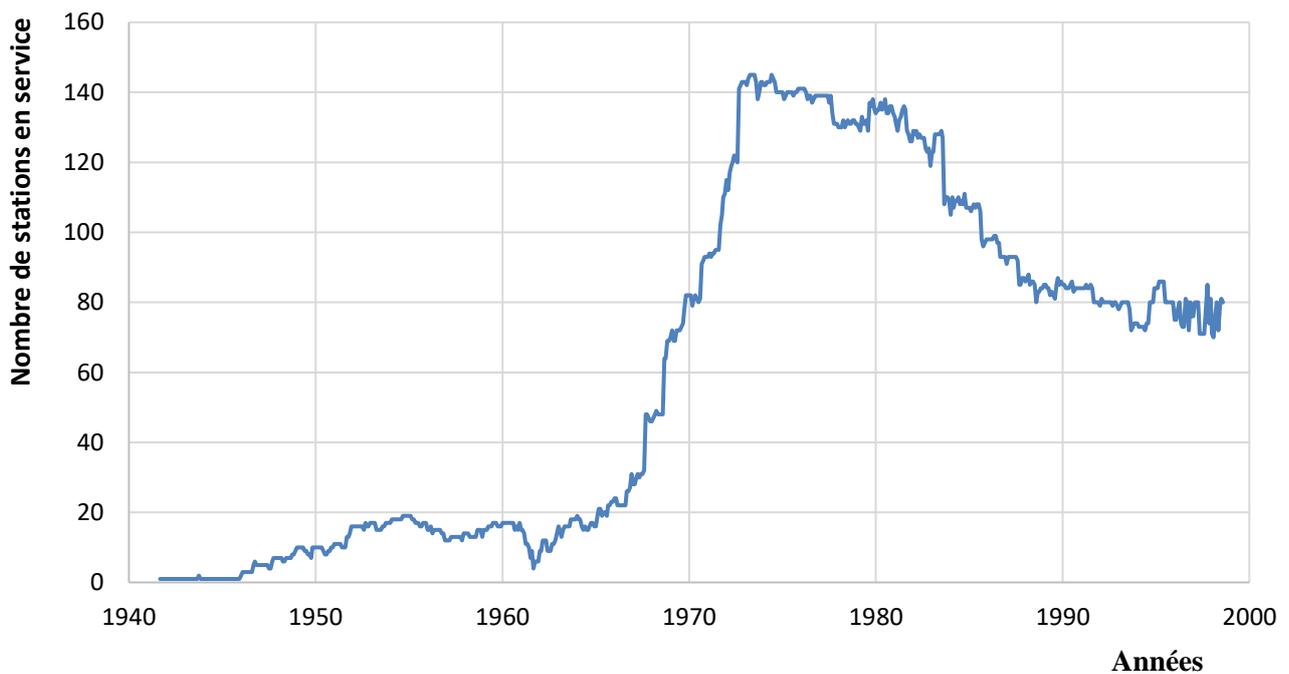


Figure 3-2 : Les stations de jaugeages en service par année en Algérie (ANRH).

3.3 Données hydro-climatiques collectées

Les données hydro-climatiques utilisées dans la présente recherche, sont collectées principalement des documents de l'ANRH et aussi d'autres sources. Il s'agit des données, climatiques, hydrométriques et les caractéristiques morphométriques de plusieurs stations et sous bassins versants. En plus des cartes ci-après émises par l'ANRH :

- La carte pluviométrique de l'Algérie du Nord 2005 (1/500 000) (Annexe (1)).
- La carte des évapotranspirations potentielles du Nord de l'Algérie 2002 (1/500 000) (Annexe (2)).
- La carte du réseau hydro-climatologique et de la surveillance de la qualité des eaux 2002 (1/500 000) (Annexe (3)).

3.3.1 Les Données hydrométriques

Les stations de jaugeage exploitées sur la zone d'étude sont très nombreuses. Nous avons pu collecter les données d'observations sur 134 stations. Nous remarquons, que les données hydrométéorologiques collectées souffrent néanmoins d'une discontinuité plus ou moins importante et se caractérisent par des lacunes de moins à assez importantes. La sélection des bassins jaugés retenus pour cette étude tient compte de ces anomalies, et repose sur les critères de qualité des données et de longueur des séries d'observation.

La sélection définitive des stations hydrométriques est effectuée en tenant compte de la qualité des séries d'observations disponibles. Le choix est difficile vu que la majorité des données disponibles comportant des courtes séries et les longues séries sont parfois trop limitées. Les bassins jaugés retenus sont au nombre de 102 stations couvrant des superficies très variables de 16 à 4050 km², répartis plus ou moins inégalement sur les différentes régions hydro-climatiques et géographiques du Nord algérien. Les stations de superficie supérieure à 4060 km² ont été éliminées. L'écoulement fluvial dans les grands bassins versants est considéré comme climatique et égale à la quantité de pluie (P) moins l'évapotranspiration réelle (ETR) (Ladjel et Mezentseva, 2016 ; Ladjel et al, 2019).

La répartition spatiale des stations hydrométriques sélectionnés est montrée dans la figure 3-3 d'où l'on note que l'ensemble des stations est réparti de manière très différente, cependant elles touchent les différentes régions hydro-climatiques et géographiques du Nord algérien, excepté de

deux bassins de Chott Ech-Chergui (08) et Zehrez (17) qui ne disposent d'aucune station de mesure. Les tailles des séries de données hydrométriques varient entre 16 et 44 observations. La durée d'observation varie d'une station à une autre. Néanmoins, les stations retenues disposent des observations pendant des périodes généralement allant de 1970 jusqu'à 2010.

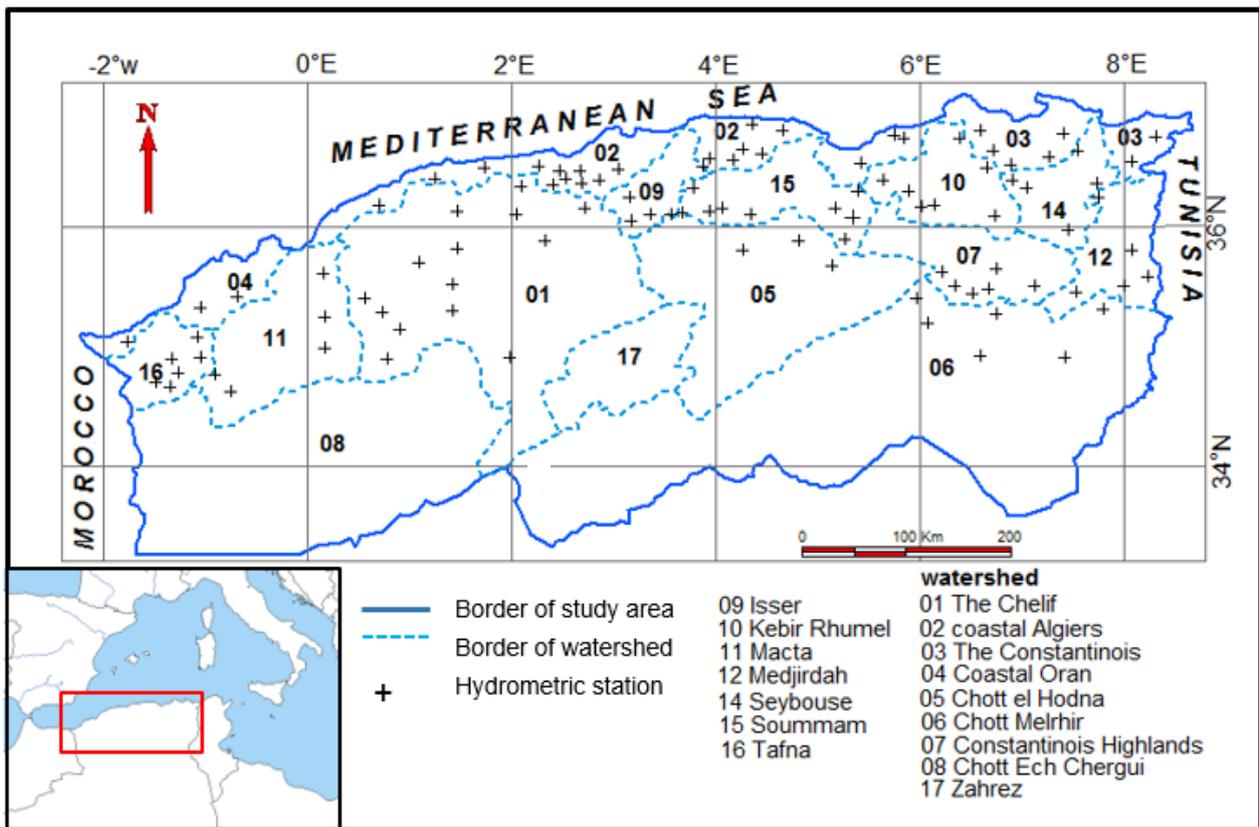


Figure 3-3 : La répartition spatiale des stations hydrométriques sélectionnés (ANRH).

3.3.2 Les données climatiques

Les données climatiques utilisées dans cette étude sont : les précipitations, l'évapotranspiration potentielle et la température. La pluviométrie moyenne interannuelle (P_o) reçue par chaque bassin versant a été déterminée à partir de plusieurs postes pluviométriques répartis dans toute la région d'étude, 498 stations pluviométriques disposent du moyen annuel sur une période de plus de 45 années (1965- 2002). Après avoir été vérifié et cartographier automatiquement à l'aide du logiciel de cartographie de surface **Surfer** (sous forme d'une carte numérique la pluviométrie de l'Algérie du nord), l'évapotranspiration potentielle (ETP) est tirée directement de la carte d'évapotranspiration du Nord de l'Algérie (ANRH, 2002).

Le passage de la donnée ponctuelle de la pluie et l'évapotranspiration sur la carte à la valeur moyenne sur une superficie donnée a été fait par extraction de la valeur de ces derniers qui correspondent au point appelé centre hydrologique du bassin. Le centre hydrologique du bassin correspond au point d'intersection de la courbe de l'altitude moyenne du bassin avec le cours d'eau principal du bassin (Bahloul 2014).

Les données de la température (T) ont été obtenues à partir du jeu de données satellitaires disponibles sur les stations climatiques fournies par les National Centers for Environmental Information (NCEI-NOAA) et climate-data. Nous avons toujours cherché à télécharger les données correspondant aux stations les plus proches du centre hydrologique de chaque bassin versant.

- National Centers for Environmental Information (NCEI-NOAA) ; <https://www.ncdc.noaa.gov/>, consulté le 01/15 mai 2021.
- climate-data ; <https://fr.climate-data.org/>, consulté entre 01/15 mai 2021.

3.3.3 Les caractéristiques morphométriques des bassins versants

Les caractéristiques physiques et morphométriques des bassins versants sont collectées des documents (fiches techniques des stations hydrométriques) fournies par l'ANRH. C'est la superficie du bassin versant (S), la longueur du cours d'eau (L_c), l'élévation moyenne du bassin (H_o), l'élévation minimale et maximale du bassin (H_{min} et H_{max}), les positions géographiques (X ; Y) des stations hydrométriques. Pour le bassin versant non jaugée ou dépourvu de ces données, ces caractéristiques sont facilement mesurables à l'aide des outils informatiques du **SIG** et la carte du réseau hydro-climatologique et de la surveillance de la qualité des eaux, et parfois par l'exploitation des données de **SIG** (systèmes d'informations géographiques) fournie par l'application **Map** et **Earth** développé par la société **Google**. L'Annexe (4) regroupe les principaux caractéristiques morphométriques et physiques des bassins sélectionnés dans cette étude.

3.4 La répartition des stations hydrométriques

L'ensemble des stations hydrométriques sélectionnés est réparti d'une manière très différente et touchent les différentes régions hydro-climatiques et géographiques du Nord de l'Algérie (figure 3-3). Il est également intéressant d'avoir une idée sur la répartition de ces stations par rapport aux 16 régions hydrographiques du Nord de l'Algérie et aussi la répartition de ces stations en fonction de la superficie des bassins versants jugées. Le tableau (3-1) donne la répartition des stations par chaque grand bassin hydrographique et le tableau (3-2) montre la répartition des 102 stations hydrométriques étudiées sur différentes classes de superficies.

Tableau (3-1) : Répartition des stations par chaque grand bassin hydrographique.

Code ANRH.	Bassin hydrographique	Nombre des stations	Stations %
01	Chélif	15	14,7
02	Côtiers Algérois	16	15,7
03	Côtiers Constantinois	10	9,8
04	Côtiers Oranais	3	2,9
05	Chott Hodna	3	2,9
06	Chott Melrhir	7	6,9
07	Hauts plateaux Constantinois	6	5,9
09	Isser	4	3,9
10	Kebir Rhumel	7	6,9
11	Macta	5	4,9
12	Medjerda	5	4,9
14	Seybouse	5	4,9
15	Soummam	9	8,8
16	Tafna	6	5,9

D'après le tableau (3-1) on voit que la répartition des stations est assez irrégulière. Il apparaît que dans certains bassins tel que le côtier Chélif, Côtiers Algérois et Côtiers Constantinois ; le nombre des stations disponibles est 15, 16 et 10 stations respectivement. Au contraire, les bassins

du Côtiers Oranais et Chott Hodna ne disposent que de 3 stations. Le reste des grands bassins hydrographiques disposent d'un nombre de station compris entre 4 et 9 stations à l'exception de Chott Chergui et Zahrez qui ne disposent d'aucune station de mesure.

Tableau (3-2) : Répartition des stations hydrométriques par classes de superficies des bassins.

Class S (km ²)	16-100	100-200	200-500	500-1000	1000-2000	2000-4050
N° stations	9	17	28	21	19	8
Stations %	8,8	16,7	27,5	20,56	18,6	7,8

Sur le tableau (3-2), nous remarquons que la superficie des bassins jaugés varie dans de grandes proportions, de la plus petite qui est égale à 16 km² dans la station Ain Erkel (120515) du bassin versant Medjerdaj à la plus grande superficie qui est égale à 4050 km² dans la station Sidi Yahia (150901) du bassin versant Bassin de Soummam. La classe de superficie 200-500 et 500-1000 ont le nombre de stations le plus important qui sont 28 et 21 stations respectivement. D'autre part, la classe des petites surfaces (16-100) a un nombre de 9 stations et la classe des grandes surfaces (2000-4050) a le nombre de 8 stations. Comme nous pouvons aussi constater que sur les 102 stations, 72,8% ont des superficies inférieures ou égale à 1000 km². Grâce à leur diversité de tailles, les bassins sélectionnés sont considérés comme étant suffisamment représentatifs des différents contextes physico-géographiques présents dans le Nord de l'Algérie.

3.5 Le comblement des lacunes des observations hydrométriques

Les mesures hydrométriques des oueds sont généralement entachées d'erreurs instrumentales, systématiques et entropiques. Ces erreurs sont d'un ordre remarquable, parfois même supérieures à 20% lors du passage des crues. En plus, la plupart de données des apports disponibles possèdent des lacunes dans leurs rangs. Il fallait donc passer par la correction des débits qui paraissaient douteux, l'élimination des données suspectes et le comblement des lacunes d'observation pour pouvoir les utiliser correctement.

Toutes les valeurs incomplètes ou illogiques par rapport à la réalité physique ont été éliminées après un examen critique prudent des fichiers de données hydrométriques. Le comblement des données hydrométriques a été effectué selon les cas de manque :

- Pour compléter les données journalières d'une station nous avons tracé la courbe d'hydrogramme pour le mois considéré afin de faire sortir les valeurs de l'écoulement journalier manquants et compléter la valeur mensuelle (seulement pour les cas qui possèdent trois valeurs manquantes successives ou moins).
- Dans le cas où, le manque se limite à un seul mois, durant la période des observations, alors on comble ce manque par la moyenne arithmétique mensuelle de ce mois.
- Lorsque le manque concerne la période d'étiage, l'utilisation de la courbe de tarissement était un bon outil pour compléter les données manquantes de fin de saison.
- Si le manque est constitué de plusieurs mois, les lacunes ont été comblées année par année grâce à des régressions établies entre les apports des stations hydrométriques. La liaison entre les apports a été de type linéaire dans la majorité des cas.

Dans la majorité des cas les coefficients de corrélation varient de 0,71 à 0,88. La figure 3-4 illustre un exemple de corrélation entre les apports des deux stations de Sidi Yahia (150901 ; oued Bousselam) et la station de Fermatou (150601 ; oued Bousselam) pendant la période de 1970-71 /1982-83 à 1985-86/1996-97.

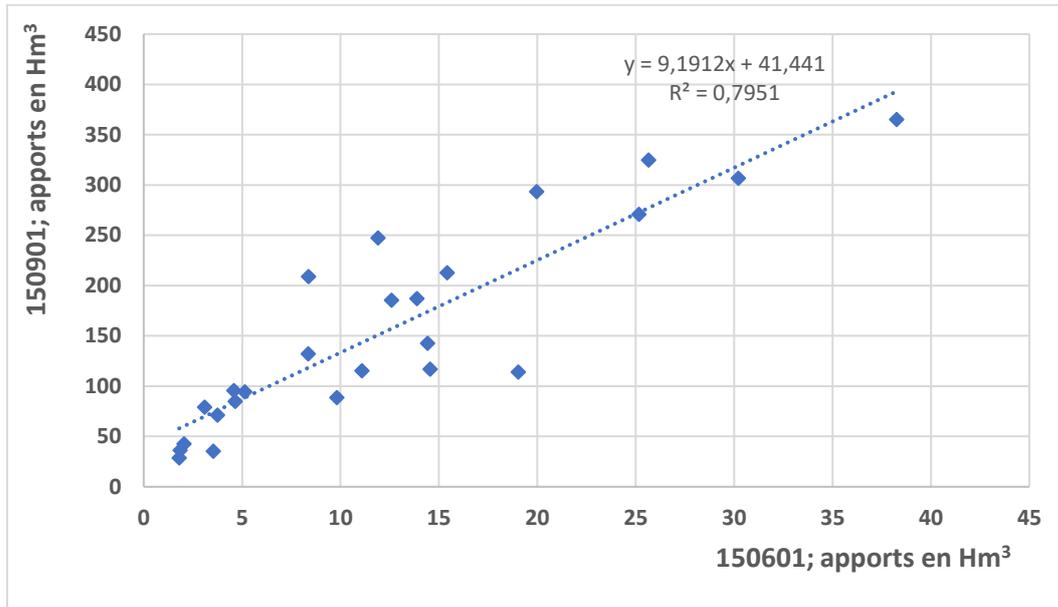


Figure 3-4 : *Corrélation entre les apports des stations de Sidi Yahia (150901 ; oued Bousselam) et la station de Fermatou (150601 ; oued Bousselam) pendant la période de 1970-71 /1982-83 à 1985-86/1996-97.*

Après avoir complété les lacunes, nous pouvons estimer les valeurs moyennes de l'EMI au niveau de chaque sous-bassin. Nous n'avons pas opté pour une extension des données hydrométriques, préférant baser nos analyses sur des séries de débits observées. Les tailles des séries de données hydrométriques varient entre 16 et 44 observations. Nous remarquons que les valeurs moyennes des variables climatiques et hydrologiques ne sont pas toujours estimées pour la même période, y compris les cycles climatiques.

Les valeurs des écoulements moyens, les précipitations et l'évapotranspiration potentielle sont exprimés par la même unité de mesure qui est le millimètre (mm), la température est en degré Celsius (°C), ces derniers sont récapitulés dans le tableau (3-3).

Tableau (3-3) : Les valeurs finales des données hydro-climatiques après le comblement ; P_o : pluie moyenne interannuelle (mm), ETP : évapotranspiration moyenne (mm), T_{moy} : température moyenne (C°), E_o : écoulement moyen interannuel (mm).

<i>N°</i>	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>P_o</i>	<i>ETP</i>	<i>T_{moy}</i>	<i>E_o</i>
<i>Cheliff</i>	010711	Sousselem	Ferme Ferhat	305	1420	14,28	15,1
	010907	Nahr Ouassel	Ain Sebain	368	1437	14,09	24,0
	011501	Harbil	Tamesguida	556	1350	16,19	81,5
	011602	Deurdeur	Sidi Mokrefi	483	1325	14,50	55,0
	011715	Herraza	El Ababsa	387	1415	15,17	31,1
	011801	Abda	Arib	765	1390	15,17	169,0
	012004	Tikazale	CW 54	585	1395	18,16	89,0
	012201	Ouahrane	Ouled Fares	516	1410	18,30	61,0
	012311	Sly	Ouled Ben AEK	413	1445	14,28	30,0
	012501	Oued Lili	Tiguiguest	330	1400	14,28	19,2
	012601	Riou	Ammi Moussa	355	1465	14,28	19,5
	013001	Taht	Kef Mahboula	350	1520	16,73	18,8
	013301	El Abda	Takhmaret	304	1515	15,48	12,5
	013302	EL Abd	Ain Hamara	295	1500	15,48	14,3
	013401	Haddad	Sidi AEK Djilali	329	1510	16,73	16,6
<i>Côtiers Algérois</i>	020114	Kramis	Kramis	400	1350	17,96	40,0
	020207	Allalah	Sidi Akacha	580	1460	18,35	76,5
	020301	El Hachem	Bordj Ghobrini	650	1415	15,17	110,0
	020318	Boukrika	Hadjout	562	1445	17,62	79,0
	020808	M'létat	Azzoufoun RN	955	1250	14,50	397,0
	021002	Bouroumi	Takzoult	630	1350	16,59	110,0
	021007	Djer	El Afroun	655	1415	16,95	108,0
	021011	Bouroumi	Attatba	643	1445	18,22	95,0
	021126	Chiffa	Les gorges	780	1370	14,35	177,0
	021201	Mazafran	P fer de chaval	695	1340	18,23	125,0
	021301	El Harrach	Roche des pigeons	810	1375	17,29	191,0
	021513	Boubhir	Boubroune	787	1314	14,44	188,0

Tableau (3-4) : Les valeurs finales des données hydro-climatiques après le comblement ; P_o : pluie moyenne interannuelle (mm), ETP : évapotranspiration moyenne (mm), T_{moy} : température moyenne (°C), E_o : écoulement moyen interannuel (mm). (Suite)

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	P_o	ETP	T_{moy}	E_o
	021605	Diss	Freha	940	1300	15,03	320,0
	021715	Aissi	p, RN 12	852	1210	17,18	255,0
	021803	Sebaou	Belloua	963	1320	16,36	287,0
	021905	El hammam	Zaouia	765	1337	16,96	192,0
	021909	Bougdoura	RN 25	1075	1200	15,73	450,0
<i>Côtiers Constantinois</i>	030310	Côtiers Jijel	El Mkaceb	900	1225	13,40	349,0
	030334	Côtiers Jijel	Chedia	1025	1250	13,03	489,0
	030408	Djen Djen	Oued Missa	1107	1190	14,08	497,0
	030701	Guebli	Guenitra	650	1205	17,19	138,0
	030702	Guebli	Sidi Mezghich	630	1200	16,41	131,0
	030901	Saf-Saf	Khemakhem	598	1230	17,44	110,0
	031101	Kebir (ouest)	Ain Cherchar	610	1285	18,31	99,0
	031102	Hammam	Bekouche Lakhda	575	1285	18,31	90,0
	031601	Kebir (est)	Ain El Assel	795	1290	17,43	196,0
	031605	Zitoune	Gué Zitoune	685	1285	17,93	149,0
<i>Côtiers Oranais</i>	040101	Tlata	Ghazaouet	391	1350	16,91	34,7
	040220	El Mallah	Turgo Nord	351	1355	17,43	23,0
	040403	Besbes	CW 18	330	1365	15,53	22,0
<i>Chott Hodna</i>	050801	Loughmane	Ced Fagues	335	1560	15,73	17,0
	050901	Ksob	Medez	325	1410	13,97	17,0
	051101	Soubella	Sidi Oudeh	319	1389	12,87	19,0
<i>Chott Melrhir</i>	060104	M 'Zi	Seklafa	280	1570	13,20	10,0
	061201	El Hai	El Kantara	309	1410	15,07	15,0
	061301	Djemorah	Djemorah	322	1610	21,76	14,0
	061502	El Biod	Mchounech	308	1610	21,76	12,0
	061801	El Arab	Khanga S N	285	1500	12,60	10,5
	061811	Mellagou	Ktef Essouda	308	1420	12,60	15,5
	62308	Cheria	Ain Bebouche	262	1415	13,90	10,0

Tableau (3-5) : Les valeurs finales des données hydro-climatiques après le comblement ; P_o : pluie moyenne interannuelle (mm), ETP : évapotranspiration moyenne (mm), T_{moy} : température moyenne (C°), E_o : écoulement moyen interannuel (mm). (Suite)

N°	Code	Oued	Station	P_o	ETP	T_{moy}	E_o
Hauts plateaux Constantinois	070301	El mahder	Fesdis	369	1410	14,22	26,0
	070401	Soultez	Timgad pond	323	1365	13,85	20,0
	070403	Reboa	Reboa	401	1295	13,85	37,0
	070501	Chemora	Chemora	336	1350	11,58	20,5
	070601	Taorist	Yabous	388	1400	12,84	32,5
	070702	Ghueiess	Foum El Ghueiess	460	1415	13,83	47,0
Isser	090101	Malah Ouest	Mezahim	385	1375	12,30	28,5
	090305	Maleh Est	Beni Slimane	437	1372	13,98	42,0
	090309	Zeroua	Dechmya	400	1295	14,28	39,0
	090408	Isser	La Traille	664	1380	15,33	120,0
Kebir Rhumel	100109	El Kebir	Douar Tassadane	590	1297	12,99	91,0
	100208	Boussellam	Koudiat Tendart	400	1195	14,60	43,0
	100301	Rhumel	O Atmania	315	1245	13,97	19,5
	100403	Rhumel	Smara	331	1250	14,44	21,0
	100501	Bou Merzoug	El Khroub	329	1235	14,45	21,5
	100602	Smendou	Bouchdira	565	1180	15,70	101,0
	100702	El Kebir	Boussiaba	850	1210	16,94	250,0
Macta	110201	Mekerra	Chanzi	326	1285	14,42	19,5
	110301	Mekerra	Sidi Bel Abbas	242	1310	15,48	8,5
	111129	Saida	Sidi Boubek	330	1450	16,55	24,0
	111412	Froha	Ghriss	375	1395	15,48	29,0
	111425	Maoussa	Khalouia	332	1495	16,68	18,5
Medjerda	120101	Medjerda	SoukAhras	595	1303	16,59	100,0
	120309	Chabro	Morsott	222	1330	15,23	7,0
	120509	Ain Zerga	Zerga	341	1380	15,37	25,0
	120515	Erkel	Ain Erkel	275	1400	14,53	27,0
	120522	El ksob	El Azreg	344	1400	14,53	21,0

Tableau (3-6) : Les valeurs finales des données hydro-climatiques après le comblement ; P_o : pluie moyenne interannuelle (mm), ETP : évapotranspiration moyenne (mm), T_{moy} : température moyenne (C°), E_o : écoulement moyen interannuel (mm). (Suite et fin)

N°	Code	Oued	Station	P_o	ETP	T_{moy}	E_o
<i>Seyouse</i>	140202	Cherf	Moulin Rochefort	325	1225	14,06	21,0
	140301	Bouhamdane	Medejez amarII	501	1200	15,12	68,0
	140302	Sabath	Bordj Sabath	516	1220	14,04	77,0
	140501	Melah	Boucheougouf	675	1248	16,59	140,0
	140602	Ressoul	Ain Berda	568	1217	17,28	105,0
<i>Soummam</i>	150106	Tilesdit	Eddous	505	1389	15,81	55,0
	150114	Lekhal	Ain Tasta	482	1340	14,83	57,0
	150204	El Asnem	Zaine	370	1392	15,58	25,0
	150401	Azrou	Porte de fer	299	1404	16,51	14,5
	150601	Bousselam	Fermatou	555	1224	12,77	98,0
	150701	Bousselam	Ain Zada	380	1370	13,35	26,0
	150702	Bousselam	Negraoua	418	1350	13,35	33,0
	150703	Bousselam	Boubireck	448	1360	13,68	39,0
150901	Bousselam	Sidi Yahia	419	1365	15,00	32,0	
<i>Macta</i>	160402	Tafna	Beni Bahdel	432	1200	15,07	47,8
	160426	Tafna	Village Taf	400	1210	16,33	28,0
	160601	Chouli	Pont RN7	413	1215	15,45	46,0
	160614	Isser	Sidi Aissa	343	1210	15,48	19,0
	160702	Isser	Ben Sekran	400	1290	15,44	28,2
	160704	Sokkak	Ain Youcef	415	1290	16,01	42,0

3.6 Conclusion

Les données hydro-climatiques utilisées dans la présente recherche, sont principalement collectées des documents de l'Agence Nationale des ressources hydriques de l'Algérie et aussi d'autres documents. Il s'agit de données, climatiques, hydrométriques et des caractéristiques morphométriques de plusieurs stations et sous bassins versants.

Les données climatiques utilisées dans cette étude sont : les précipitations, l'évapotranspiration potentielle et la température moyenne. La pluviométrie moyenne interannuelle reçue par chaque bassin versant a été déterminée à partir de plusieurs postes pluviométriques répartis dans toute la région d'étude. L'évapotranspiration potentielle est tirée directement de la carte d'évapotranspiration du Nord de l'Algérie. Les caractéristiques physiques et morphométriques des bassins versants sont collectées en principes des documents fournies par l'ANRH.

Les données hydrométriques utilisées dans cette recherche sont relatives aux débits moyens annuels, ces données hydrométriques utilisées proviennent de la banque des données de l'ANRH en Algérie. Pratiquement, toutes les séries d'observations ont des lacunes qui varient d'une station à l'autre. Le taux d'information disponible varie d'une part d'une station à l'autre, et d'autre part d'une période à une autre. Les valeurs des débits incomplètes ou illogiques par rapport à la réalité physique ont été élimées après une analyse prudente des séries de données hydrométriques. Les lacunes d'observation présentes dans les séries des données ont été remplies selon les cas de manque afin de calculer les valeurs de l'EMI au niveau de chaque bassin étudié.

Les bassins jaugés retenus sont au nombre de 102 stations couvrant des superficies très variables de 16 à 4050 km², réparti plus ou moins inégalement sur les différentes régions hydro-climatiques et géographiques du Nord l'algérien. Les bassins sélectionnés pour cette étude présentent une diversité significative en termes de taille et de répartitions géographique, ce qui les rend représentatifs des différents contextes physico-géographiques du Nord de l'Algérie. Ce qui nous permet de mener une analyse intégrée des débits des cours d'eau en rapport avec les facteurs conditionnés au niveau de ces bassins jaugés.

Chapitre 4

Modélisation et régionalisation de l'écoulement moyen à l'échelle interannuelle

4.1 Introduction

Les précipitations représentent l'origine des ressources en eaux superficielles, Elles se transforment en ruissellement, s'écoulent dans les oueds et se dirigent soit vers la mer, les chotts ou s'infiltrent pour recharger les nappes souterraines. Cette ressource se traduit par une caractéristique hydrologique essentielle : l'Écoulement Moyen Interannuel (EMI).

La valeur de l'EMI occupe une place cruciale dans divers domaines, tels que l'exploitation des ressources en eau superficielle, la conception des structures hydrotechniques, et les études d'aménagement hydraulique. Cette caractéristique est également la clé pour une gestion rationnelle des ressources en eau de surface, permettant de quantifier la disponibilité en eau sur un territoire donné.

L'EMI est théoriquement défini comme la moyenne arithmétique d'une série suffisamment longue de débits annuels, englobant un nombre entier de cycles hydrologiques. Dans ce cas, elle est considérée stable sur le plan climatique et détermine le potentiel hydrique d'une région (Ladjel et Mezentseva, 2016).

Son calcul est aisé lorsque des données de mesures de longue durée sont disponibles, mais les mesures hydrométriques sont souvent limitées aux exutoires des grands et moyens bassins versants. Dans les bassins non jaugés, l'estimation de l'EMI pose un défi pour la conception d'infrastructures hydrotechniques, malgré l'abondance des données pluviométriques (Blöschl, et al. 2013 ; Hrachowitz et al. 2013).

En raison de son rôle primordial dans les études hydrologiques, l'écoulement a suscité de nombreux travaux en vœux de trouver des méthodes pour l'estimation de l'écoulement des cours d'eau en Algérie. Le premier chapitre de cette thèse dresse un aperçu des principaux travaux cités dans la littérature. Ce chapitre présente les résultats d'une modélisation de l'EMI moyen interannuel et son application à l'échelle régionale, permettant ainsi d'estimer l'EMI pour les bassins non jaugés, en mettant en œuvre cette approche dans le contexte du bassin versant du nord de l'Algérie.

4.2 Facteurs de formation d'écoulement fluvial

Les facteurs de formations d'écoulement fluvial se partagent en deux groupes physico-géographiques et anthropogènes. Le premier groupe comprend le climat, le relief, le sol et les roches dans le bassin fluvial, ainsi que la végétation. Les facteurs anthropogènes comprennent des entreprises d'amélioration hydrotechnique et d'aménagement. Les conditions climatiques (pluie, évaporation, température...etc.) présentent les facteurs dominants de l'écoulement fluvial ; elles déterminent par conséquent non seulement son caractère et sa grandeur mais aussi elles constituent la cause essentielle de ses variations (Lvovitch, 1958; Shiklomanov, 1989).

Dans le nord de l'Algérie, les pluies liquides constituent la majeure partie des précipitations. En général, le débit des oueds imite les précipitations de manière non linéaire (Kabouya, 1990 ; Touazi et al. 2004 ; Oulhaci, 2016 ; Ladjel et al. 2019). Cette dépendance $E_o = f(P_o)$ se caractérise par une forte corrélation $R^2=0,95$ avec une aussi grande dispersion des points, qui empêche l'utilisation directe de cette dépendance pour l'estimation de l'Écoulement Moyen Interannuel (EMI) des bassins versants non jaugés. Cette dispersion est due à l'influence de facteurs morphométriques et physico-géographiques locaux (climatiques et physiques) au niveau de chaque bassin versant. L'influence de ces facteurs est plus importante dans les petits et moyens bassins versants. En revanche, dans les grands bassins versants il devient insignifiant (Ladjel et Mezentseva, 2016 ; Ladjel et al. 2019).

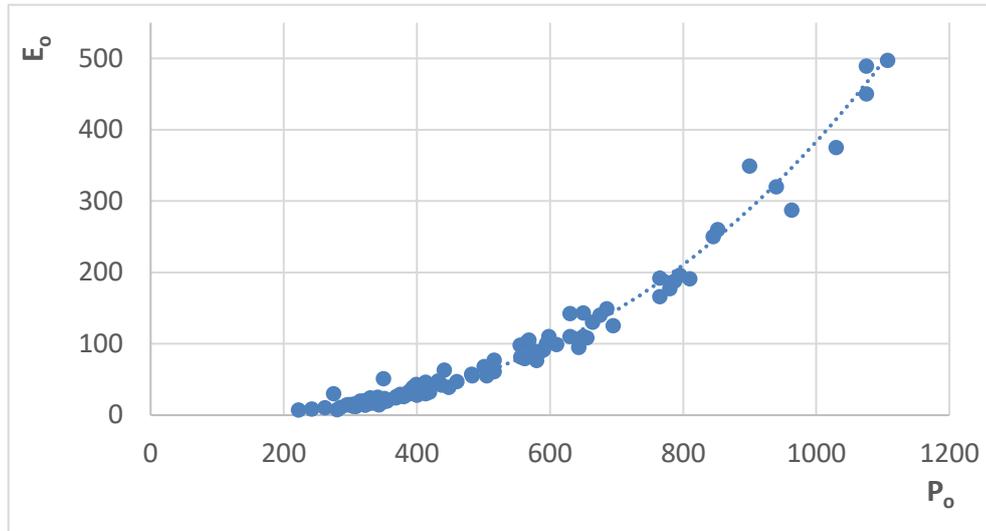


Figure 4-1 : Graphique de la dépendance entre l'écoulement enregistré et les précipitations moyennes $E_o = f(P_o)$.

La dépendance $E_o = f(P_o)$ dans le Nord de l'Algérie reflète une augmentation du ruissellement mesurées suite à une augmentation des précipitations enregistrées comme le montre la figure 4-1. Il existe une valeur minimale de précipitation, en dessous de laquelle le débit tend vers zéro. Cette valeur correspond à la valeur de pluie efficace, qui se définit théoriquement par la différence entre les précipitations totales et l'évapotranspiration réelle.

Par conséquent, On peut dire que la détermination du débit d'une rivière pour l'un des bassins versants non jaugés ne repose pas uniquement sur les données relatives aux précipitations. Il est nécessaire de prendre en compte également les pertes en eau au sein du bassin versant. À l'échelle temporelle interannuelle, la manière la plus directe de répondre à cette problématique consiste à appliquer l'équation du bilan hydrologique d'un bassin versant.

4.3 Le bilan hydrique d'un bassin versant

L'expression de l'équation du bilan hydrologique pour une langue durée, pour un grand bassin fluvial est la suivante :

$$E_o = P_o - ETR_o \quad (4-1)$$

Avec :

- E_o : Ecoulement moyen interannuel (fluvial) ;
- P_o : Pluie moyenne interannuelle ;
- ETR_o : Evapotranspiration moyenne interannuelle (perte par évaporation) ;

Cette équation est valable, lorsque on admet que les bassins fluviaux n'ont aucun échange d'eau avec les bassins adjacents et drainent la totalité des eaux souterraines, donc l'écoulement est considérée climatique ($E_{o,clim}$) et proche à l'écoulement fluviale $E_o \approx E_{o,cli}$, à cette étape l'écoulement moyen interannuel est climatique et se détermine uniquement par des facteurs climatiques, à savoir la précipitations et évaporation. (Shiklomanov, 1989 ; Ladjel et Mezentseva, 2016 ; Ladjel et al. 2019).

Donc l'équation (4-1) peut être réécrite comme suit :

$$E_{o,clim} = P_o - ETR_o \quad (4-2)$$

Avec :

- $E_{o,clim}$: Ecoulement moyen interannuel climatique ;

4.3.1 Détermination des composantes du bilan hydrologique

À travers l'équation (4-2) l'écoulement climatique $E_{o,clim}$ est déterminé uniquement par des facteurs climatiques, à savoir précipitations P_o et évaporation ETR_o .

4.3.1.1 Les précipitations

Les pluies moyennes interannuelles sur l'ensemble du bassin versant peuvent être évaluées à partir de la carte des pluies moyennes interannuelles de l'Algérie du nord de l'ANRH, ou à partir des enregistrements des stations pluviométriques au moyen des méthodes classiques souvent utilisées en hydrologie : moyennes arithmétiques des postes pluviométriques, la méthode de Thiessen et la méthode des isohyètes...etc.

4.3.1.2 L'évapotranspiration réelle

Pour les conditions climatiques de l'Algérie l'estimation de l'évapotranspiration moyenne interannuelle peut être réalisée par les différentes formules connues dans les calculs appliqués en hydrologie et en climatologie, proposés par Schreiber (1904); Ol'Dekop (1911); Mezentsev (1955); et Budyko (1958) ...etc. (Adjissi et all 2019). Pour les calculs du présent travail nous avons opté pour la formule d'Ol'Dekop vu sa simplicité et sa facilité d'utilisation.

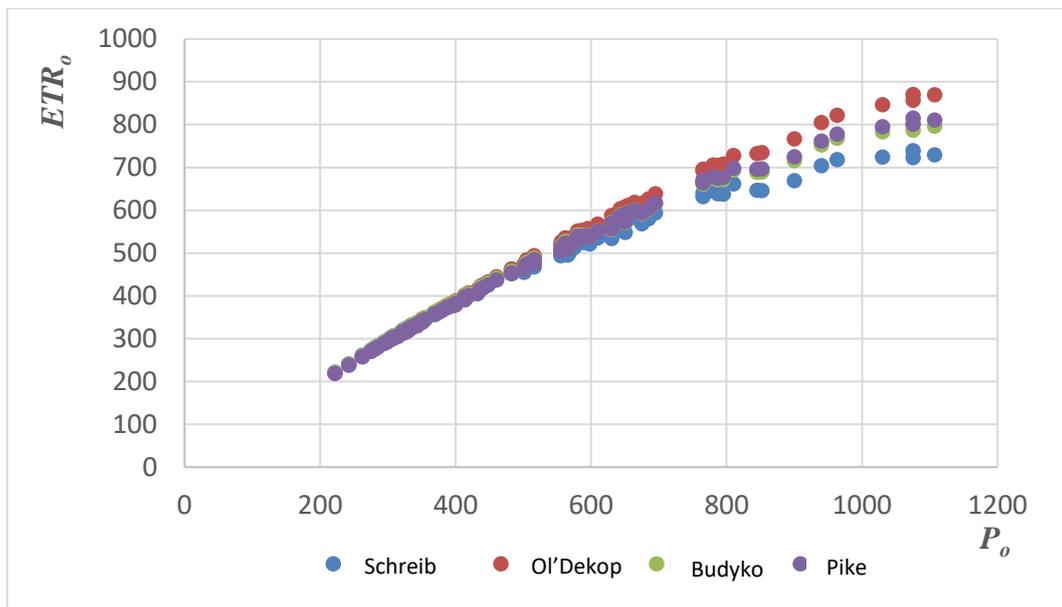


Figure 4-2 : Graphique de la variation de la moyenne de l'évaporation en fonction de la moyenne des précipitations l' $ETR_o = f(P_o)$ calculée par différentes formules.

Nous remarquons à travers le graphique qui représente la variation de la moyenne de l'évaporation en fonction de la moyenne des précipitations dans la figure 4-2, que pour des pluies inférieures à 500 mm les résultats sont presque identiques, alors qu'au-delà de cette limite, la formule d'Oldékop donne des valeurs maximales et celle de Shreiber donne les valeurs minimales. Les formules de Pike et de Boudiko donnent des valeurs médianes.

4.3.1.3 L'évapotranspiration potentielle

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle pour chaque bassin versant retenu dans cette étude ont été évaluées à partir de la carte des ETP de l'Algérie de l'ANRH (ANRH, 2002) qui nous offre l'avantage de connaître en tout point de l'espace les valeurs annuelles moyennes de l'évapotranspiration potentielle. Cette carte a été élaborée à la base de la formule empirique d'évapotranspiration potentielle ETP_{ANRH} qui a été développée sur la base de la méthode de Penman (1948).

4.4 L'écoulement total et l'écoulement climatique

Les modèles théoriques de l'EMI élaborés à l'aide de l'équation du bilan hydrologique sont particuliers pour les grands systèmes fluviaux qui sont capables de drainer la totalité de l'écoulement. Dans ce cas l'écoulement est considéré climatique, puisqu'il dépend uniquement des caractéristiques climatiques, c'est-à-dire que la pluie est égale à la somme de l'écoulement plus l'évaporation. Alors qu'au niveau des moyens et des petits bassins l'influence des facteurs locaux devient significative par rapport aux facteurs climatiques. L'écoulement moyen interannuel est le résultat de l'influence conjuguée des principaux facteurs climatiques, des facteurs géomorphologiques et hydrogéologiques (Ladjel et al. 2019)

Dans les conditions climatiques du Nord de l'Algérie la valeur de l'écoulement fluvial est toujours supérieure ou égale à la grandeur de l'écoulement climatique, c'est-à-dire $E_o \geq E_{o,clim}$. Au même temps, l'analyse graphique des dépendances simultanées entre l'écoulement fluvial ($E_o = f(S)$) et l'écoulement climatique ($E_{o,clim} = f(S)$) avec la superficie des bassins versants illustré dans la figure 4-3 montre qu'avec l'augmentation de la superficie du bassin versant les valeurs du débit fluvial E_o se rapprochent des valeurs du débit climatique $E_{o,clim}$, mais pour les petits et moyens bassins versants la différence entre ces deux dernières ($E_o - E_{o,clim}$) est importante en particulier pour les bassins versant dont les superficies sont inférieures à 1000 km^2 .

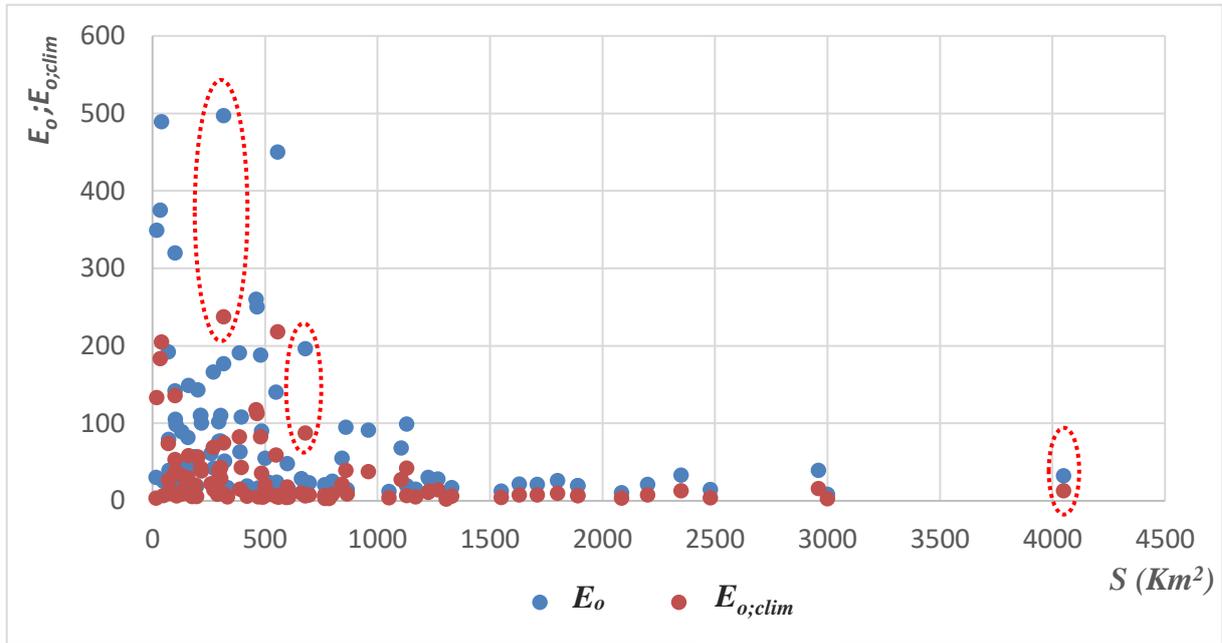


Figure 4-3 : Répartition de l'écoulement climatique moyen interannuel et de l'écoulement moyen interannuel climatique en fonction de la superficie (S) ; l'estimation de $E_{o,clim}$ est effectuée par le modèle théorique d'Ol'Dekop.

L'analyse graphique de la dépendance simultanée de l'écoulement E_o et l'écoulement climatique $E_{o,clim}$ en fonction de la superficie, pour les bassins versants examinés, a montré l'existence d'une limite qui nous permet de distinguer deux zones: une zone des petits et moyens bassins et une zone des grands bassins. Cette limite est située approximativement à 1000 km^2 . Dans les bassins versants de petites superficies les différences ($E_o - E_{o,clim}$) peut atteindre de grandes valeurs, alors que pour les grands bassins, ces différences tendent vers une valeur minimale et la valeur du E_o se rapproche de celle de $E_{o,clim}$.

À partir de cette analyse on peut conclure que la valeur de l'écoulement $E_{o,clim}$ est théoriquement inférieure à l'écoulement fluvial E_o . Ainsi, avec l'augmentation de la superficie des bassins, l'écoulement climatique $E_{o,clim}$ tend vers l'écoulement réel E_o . Par conséquent, s'il y a un écart négatif entre E_o et $E_{o,clim}$, cela est dû forcément à la qualité des données de mesures des données hydro-climatiques ou à l'existence d'un écoulement par voie karstique (l'écoulement réel, soumis à l'influence des formations karstiques).

La diminution des valeurs des écarts entre l'écoulement fluvial et l'écoulement climatique pour les bassins versants de grande superficie, est liée aussi à la diminution des précipitations qui est inversement proportionnelle aux superficies des bassins versants. Cela est illustré dans la figure 4-4, qui présente la distribution des précipitations en fonction de la superficie du bassin versant. Cette variation s'explique par la non uniformité de la répartition des pluies, qui varient généralement en fonction du relief, l'altitude et de la distance à la mer.

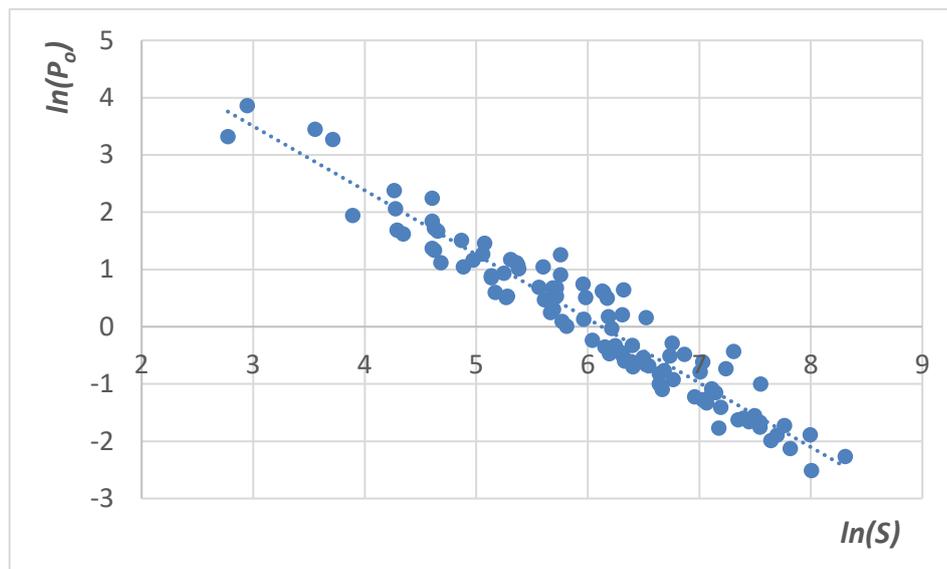


Figure 4-4 : Graphique de répartition des précipitations en fonction de la superficie du bassin versant $\ln(P_o) = f(\ln(S))$.

La différence entre l'écoulement climatique $E_{o,clim}$ et le débit fluvial E_o (figure 4-3) s'exprime par un écoulement local E_{loc} , qui est généré par les précipitations sous l'influence des facteurs de la surface sous-jacente (Ladjel et al. 2019). Notant que cette remarque est valable pour la majorité des modèles climatiques d'estimation de l'écoulement fluvial. Dans ce cas, on peut considérer que l'écoulement des oueds E_o est formé par deux composantes : un écoulement climatique et un écoulement local. La première composante dépend uniquement des éléments climatiques (pluie et évaporation). La deuxième composante dépend à la fois des facteurs climatiques et des caractéristiques du terrain local, tels que l'altitude, l'exposition de la pente, le type de sol et le type de végétation.

Donc l'équation (4-1) peut être écrite comme suit :

$$E_o = E_{o,clim} + E_{loc} \quad (4-3)$$

D'autre part, d'après l'équation de bilan hydrique de bassin versant (équation (4-1)) l'écoulement local dans l'équation (4-3) peut être interpréter théoriquement par une quantité de pluie qui est supposée s'évaporer, mais réellement ne s'est pas évaporée (elle n'a pas eu le temps de s'évaporer avant qu'elle n'atteigne l'exutoire) en raison de l'absence des conditions nécessaires pour terminer le processus d'évaporation. Ou en d'autres le termes E_{loc} représente l'erreur de calcul (résidu) engendré par l'utilisation d'un modèle d'estimation de l'écoulement climatique, le modèle climatique d'O'ldekope dans notre cas d'étude. En d'autres termes, ce sont les écarts qui résultent de l'incapacité de cette méthode dans l'évaluation réelle de l'évaporation.

Donc l'équation (4-3) peut être écrit comme suit :

$$E_o = E_{o,cli} + E_o' \quad (4-4)$$

Avec :

- E_o' : résidu engendré par l'utilisation du modèle Ol'Dekop pour l'estimation de l'écoulement ;

En conséquence, on peut dire que l'utilisation des modèles climatiques pour l'estimation de l'EMI au niveau des petits et moyens bassins ne serait possible que dans le cas où ces modèles soient complétés par un paramètre capable de compenser les résidus générés par ces modèles. Ce paramètre est exprimé par l'erreur de calcul (E_o').

A cet effet, nous avons procédé à la simplification d'une nouvelle approche pour l'évaluation de l'EMI développée lors de la préparation de cette thèse et à son application pour les bassins versants du nord de l'Algérie, en modélisant les écarts de calcul engendrés par l'utilisation du modèle d'Ol'Dekop ; et en prenant en considération l'influence des principaux facteurs climatiques et physiques qui influent sur la genèse de l'écoulement, ou la donnée est disponible et facile à collecter.

Cette nouvelle équation fut obtenue en appliquant un réseau de neurones artificielles sur plusieurs variables d'entrée climatiques et géographiques, qui se sont avérées d'une bonne corrélation avec

E_o' , telles que les précipitations interannuelles (P_o), l'indice d'aridité De-Matrone (I_a), la superficie du bassin versant (S) et la longueur du cours d'eau (L_c).

Par ailleurs, le modèle a été appliqué aux cinq étages climatiques du Nord Algérien selon la diversité climatique et géophysique qui caractérise cette zone, ce qui permet de déterminer les paramètres du nouveau modèle.

4.5 Réseau neuronal artificiel

Un réseau de neurones artificiels (ANN) "Artificial Neural Network" est un processus piloté par les données avec un algorithme mathématique flexible capable de résoudre les relations non linéaires complexes entre les ensembles de données d'entrée et de sortie. En fait, il imite l'architecture des neurones biologiques (Tokar et Markus, 2000). Il s'agit d'une famille d'architectures parallèles utilisées pour résoudre les problèmes mathématiques les plus complexes de modélisation, d'optimisation et de prédiction (Antar et al. 2006 ; Dahmoune et al. 2015). En pratique, utiliser l'ANN implique de prendre en considération trois éléments principaux :

- L'interconnexion entre les données d'entrées garantit de bons résultats tout au long du processus.
- La fonction de transfert contrôle la génération de la sortie neuronale.
- La fonction de sommation et les paramètres statistiques décrivent comment les poids des données d'entrée sont ajustés pendant le traitement.

Pendant le calcul, l'ANN reçoit des données de la couche d'entrée, puis une combinaison entre les données sélectionnées est effectuée par la couche cachée à l'aide de la fonction de sommation et d'un certain nombre de paramètres de contrôle statistique. En général, la formule de la fonction de sommation est représentée par :

$$net_j = \sum W_{ij}x_i \quad (4-5)$$

Où net_j est la moyenne de l'entrée pondérée pour le j ème neurone ; W_{ij} est le poids du i ème neurone de la couche précédente au j ème neurone de la couche actuelle, et X_i est l'entrée du i ème au j ème neurone.

La fonction de transfert Ψ est également utilisée par la couche cachée pour générer le résultat final, qui est appelé par la donnée de sortie Y_i , à l'aide de la fonction Ψ dans l'équation (4-6). L'apprentissage s'arrête lorsque l'erreur obtenue par le test de validation atteint le minimum.

$$Y_j = \Psi(net_j + \Theta_j) \quad (4-6)$$

Où net_j représente les données obtenues à partir de la fonction de sommation (4-5), Θ_j est le seuil externe obtenu à partir de l'étape de sommation. Dans la littérature, la modélisation hydro-climatique à l'aide de l'ANN utilise généralement la structure de réseau à rétroaction avec une ou plusieurs couches, selon l'objectif de l'étude. L'utilisation de l'ANN pour modéliser les phénomènes climatiques et hydrologiques nécessite de prendre un ensemble de décisions fondamentales (Dawson et Wilby, 2001 ; Hung et al. 2009), qui sont :

- Un bon choix de l'architecture de réseau neuronal appropriée.
- La meilleure sélection de l'algorithme de formation, des périodes de l'étude et de la structure de réseau appropriés.
- La façon de pré-traiter et de post-traiter les données d'entrée et de sortie, respectivement.

4.5.1 Fonction de transfert

Dans la partie expérimentale de cette étude, la fonction de transfert utilisée par le modèle ANN pour estimer les données de sortie a été donnée par l'équation de tendance du modèle de régression linéaire multiple. Cette dernière a été appliquée sur un jeu de données d'entrée (Xi^*) qui peut s'avérer d'une bonne régression avec $E_o'^*$. Le test a été effectué après linéarisation de la série de données à l'aide de l'équation logarithme (Ln), le signe * signifie que la variable est linéarisée $((Xi)^* = Ln(Xi))$.

Dans cet apprentissage automatique, les données de sortie représentent les valeurs résiduelles prédites E_o' obtenues par le modèle OI'Dekop. Le concept de régression linéaire multiple utilisée pour étudier la relation linéaire entre la variable dépendante Y et le vecteur de régression (X_1, X_2, \dots, X_k) est donné par la fonction suivante (Hung et al. 2009) :

$$Y = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (4-7)$$

Où α est l'ordonnée à l'origine, β est la pente ou le coefficient, k est le nombre d'observations et \mathcal{E} représente l'erreur d'estimation.

4.5.2 Les critères de performance

Les tests statistiques utilisés sont : les courbes d'analyse résiduelle, le coefficient de détermination R^2 , le coefficient de détermination ajusté R^2_{Adj} , l'erreur quadratique moyenne MSE et la racine de l'erreur quadratique moyenne RMSE et le coefficient de Durbin Watson (DW). Ces derniers ont été utilisés pour analyser les performances de chaque équation de transfert utilisée par le modèle ANN, pour quantifier le degré de fiabilité du modèle proposé après son application sur différentes zones.

Les critères statistiques sont appliqués à chaque étape de modélisation, ils servent également à vérifier les performances du modèle obtenu. Ces derniers sont bien détaillés dans le tableau (4-2). Où Q_s est l'écoulement estimé ; Q_o est l'écoulement réellement observé ; N est le nombre total d'ordonnées ; K est le nombre de variables indépendantes. Les calculs ont été fait à l'aide du **tableur XL**

Tableau (4-1) : Les tests statistiques et critères de performance.

Critères statistiques	Formule
Le coefficient de détermination (R^2)	$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - \overline{Qo}) \times (Q_{si} - \overline{Qs})}{\left[\sum_{i=1}^N (Q_{oi} - \overline{Qo})^2 \right]^{0.5} \left[\sum_{i=1}^N (Q_{si} - \overline{Qs})^2 \right]^{0.5}}$
Le coefficient de détermination ajusté (R^2_{Adj})	$R^2_{Adj} = 1 - \frac{(1 - R^2) \times (N - 1)}{N - K - 1}$
L'erreur quadratique moyenne (MSE)	$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{si} - Q_{oi})^2$
La Racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE)	$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (Q_{si} - Q_{oi})^2}{N}}$
Le coefficient de Durbin Watson (DW)	$DW = \frac{\sum_{i=2}^N (e_i - e_{i-1})^2}{\sum_{i=1}^N e_i^2}$

4.5.3 Architecture du modèle proposé

Les différentes étapes suivies pour obtenir le meilleur modèle ANN pour estimer les résidus de de calcul du modèle Ol'Dekop E_o' sont représentées dans cette section. Cette étude nous permet de développer une nouvelle forme de modèle de bilan hydrique basée sur un ensemble de variables climatiques et morphologiques, qui peut être appliqué dans une zone différente, sans être conditionné par l'état d'aridité du bassin versant.

La modélisation passe par deux étapes :

- 1- Un modèle local (ANN₁) a été donné pour estimer l' E_o' dans les bassins versants du nord de l'Algérie sélectionné dans le chapitre précédent.
- 2- Une amélioration (ANN₂) a été apportée pour augmenter la fiabilité du modèle précédent dans toutes les régions climatiques de la zone d'étude, pour rendre le modèle plus dynamique et régionale.

La figure 4-5 montre les deux sous-modèles décrits qui est de type réseau à réaction' avec l'architecture (3-2-1-1) et (10-5-1-1).

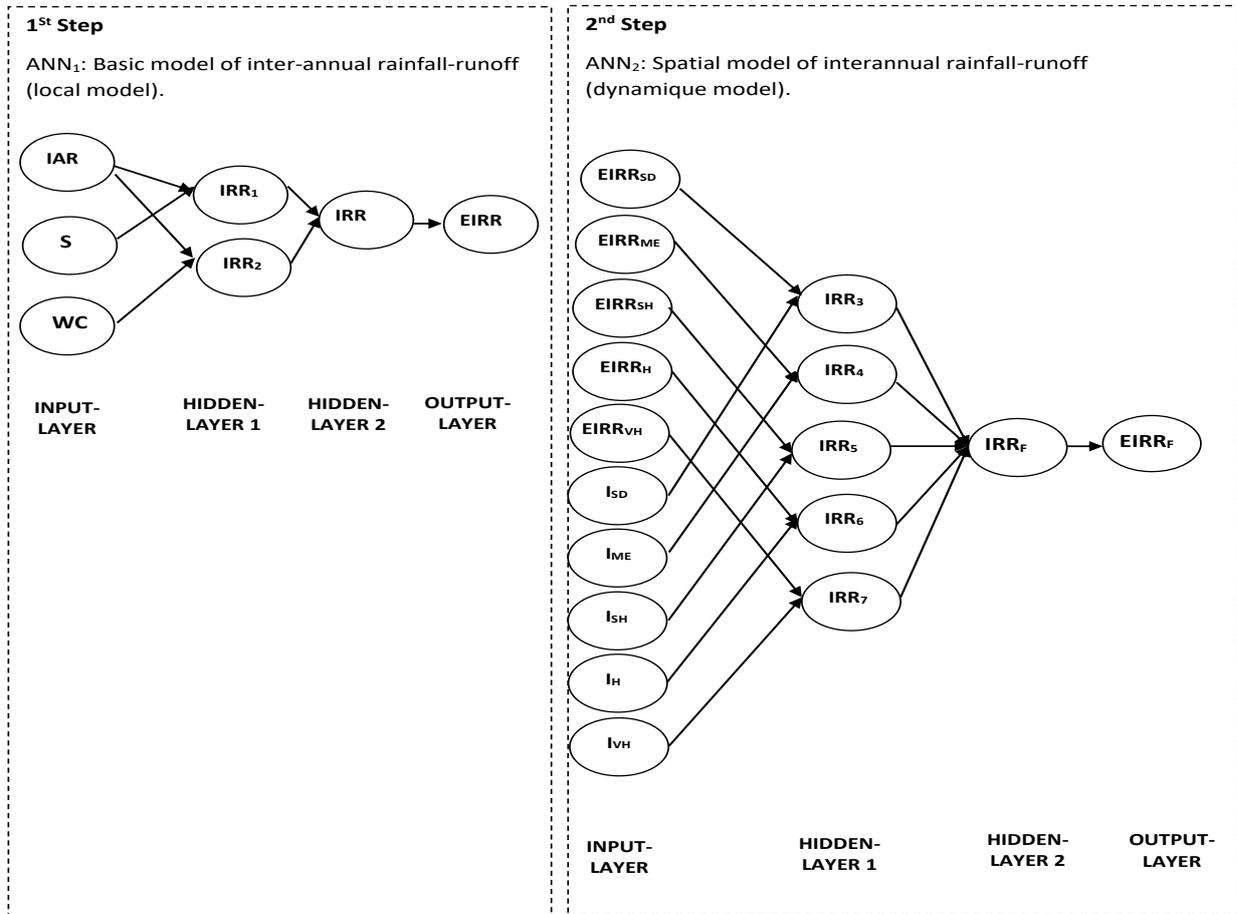


Figure 4-5 : L'architecture du modèle ANN proposée pour estimer les résidus de calcul du modèle d'Ol'Dekop. Le modèle de base local (ANN₁), le modèle dynamique et général (ANN₂), la pluviométrie interannuelle (RIA), la superficie du bassin versant (S), la longueur du cours d'eau (WC), l'indice d'aridité De Martonne (I), le climat : Semi-aride (SD) ; Méditerranée (ME) ; Semi-humide (SH) ; Humide (H) ; Très humide (VH) (Mimeche et al. 2022).

Dans les premières tentatives de cette modélisation, les variables P_o , S et L_c (pluviométrie, superficie et longueur de cour d'eau) ont été utilisées comme couches d'entrée dans le premier ANN₁. Les résultats d'estimation obtenus par ce modèle ont été classés en groupes, en fonction de chaque étage bioclimatique (étape de régionalisation du modèle). L'indice d'aridité I_a de chaque centre hydrologique de bassin versant a été utilisé comme donnée d'entrée dans le deuxième ANN₂ pour déterminer pour chaque zone climatique sa fonction de transfert permettant l'obtention du modèle pluie-débit final.

La figure 4-5, montre que les nœuds intermédiaires respectivement désignés par IRR₁, IRR₂, IRR₃, IRR₄, IRR₅, IRR₆ et IRR₇ permettent d'appliquer un sous traitement, utilisant la fonction de sommation et de transfert sur les données d'entrée pour estimer les données de sortie à chaque étape du modèle ANN. Dans ce cas, la fonction de sommation combine les variables d'entrée deux à deux pour avoir les meilleurs résultats de modélisation. De plus, le choix de la combinaison entre les variables a été justifié par les résultats du test de corrélation qui fut appliqué aux variables linéarisées par rapport au données résiduelles de l'EMI d'Ol'Dekop linéarisé (E_o^*). Tableau (4-1).

Tableau (4-2) : Matrice de corrélation entre les données des résidus de l'EMI du modèle Ol'Dkop et les variables hydro-morphologiques retenues pour la modélisation ANN, $(Xi)^* = Ln (Xi)$.

Variable	E_o^*	S^*	L_c^*	T^*	P_o^*	$(E_o'/S)^*$	$(E_o'/L_c)^*$	I_a^*
E_o^*	1	0,514	0,502	<u>0,061</u>	0,851	0,732	0,812	0,805
S^*	<u>0,514</u>	1	0,893	0,009	0,143	<u>0,792</u>	0,576	0,133
L_c^*	<u>0,502</u>	0,893	1	0,006	0,127	0,688	0,617	0,118
T^*	0,060	0,009	0,006	1	0,080	0,045	0,055	0,013
P_o^*	<u>0,851</u>	0,143	0,127	0,080	1	0,554	0,688	0,951
$(E_o'/S)^*$	<u>0,732</u>	0,792	0,688	0,045	0,554	1	0,927	0,532
$(E_o'/L_c)^*$	<u>0,812</u>	0,576	<u>0,617</u>	0,055	0,688	0,927	1	0,659
I_a^*	<u>0,805</u>	0,133	0,118	0,013	0,951	0,532	0,659	1

Le tableau (4-1) montre le degré de corrélation entre un ensemble de variables explicatives qui ont été citées dans la section précédente et E_o^* , en utilisant deux formes de corrélation :

- Une corrélation directe entre E_o^* et (S^* , L_c^* , T_o^* , P_o^* et I_a^*).
- Une corrélation indirecte entre E_o^* et (L_c^* , S^*). En commençant par étudier la relation entre E_o^* et les couples $((E_o'/L_c)^*$; $(E_o'/S)^*$) puis entre $((E_o'/L_c)^*$; $(E_o'/S)^*$) et (L_c^* , S^*) respectivement.

Le paramètre $(E_o'/S)^*$ représente les résidus de calcul de l'écoulement pondéré à la surface du bassin versant et le paramètre $(E_o'/L_c)^*$ représente les résidus de calcul de l'écoulement pondéré à la longueur du cours d'eau du bassin versant.

Le tableau (4-1) montre que E_o' a la meilleure corrélation avec P_o^* , avec un coefficient de corrélation qui est égal à 0,851. Il est également fortement corrélé aux données climatiques obtenues à partir de l'indice d'aridité I_a^* avec un coefficient de corrélation $r = 0,805$. Au contraire, T_o^* montre une faible corrélation avec E_o' $r = 0,06$. Cependant, les variables morphologiques telles que L_c^* et S^* sont légèrement corrélées avec la variable de réponse E_o' , avec un coefficient de corrélation qui est égale à 0,514 et 0,502, respectivement.

Les résultats mettent en évidence que la relation proposée par (E_o^*/L_c^*) et (E_o^*/S^*) montre une très bonne corrélation avec E_o^* donnée par $r = 0,812$ et $r = 0,732$, respectivement. En outre, les nouvelles variables montrent également une forte corrélation avec L_c^* et S^* , donnée par des coefficients de corrélation de $r = 0,617$ et $r = 0,792$ respectivement.

4.6 Modélisation est généralisation de l'EMI

Les étapes de la modélisation et généralisation utilisées pour proposer la nouvelle équation d'estimation de l'EMI reposent principalement sur l'analyse graphique et analytique des erreurs de calcul du modèle Ol'Dekop (E_o') dans un ensemble d'étages bioclimatiques.

Une relation de régression non linéaire entre E_o' et les variables d'entrée sélectionnées fournies dans le tableau (4-3) a été représentée graphiquement dans la figure 4-6 comme première étape de l'analyse. A cet égard, une régression directe est appliquée entre la variable de réponse E_o' et les variables d'entrée (P_o , I_a). Ensuite, des variables intermédiaires (E_o'/S) et (E_o'/L_c) ont été utilisées pour exprimer la relation indirecte entre (S , L_c) et E_o' .

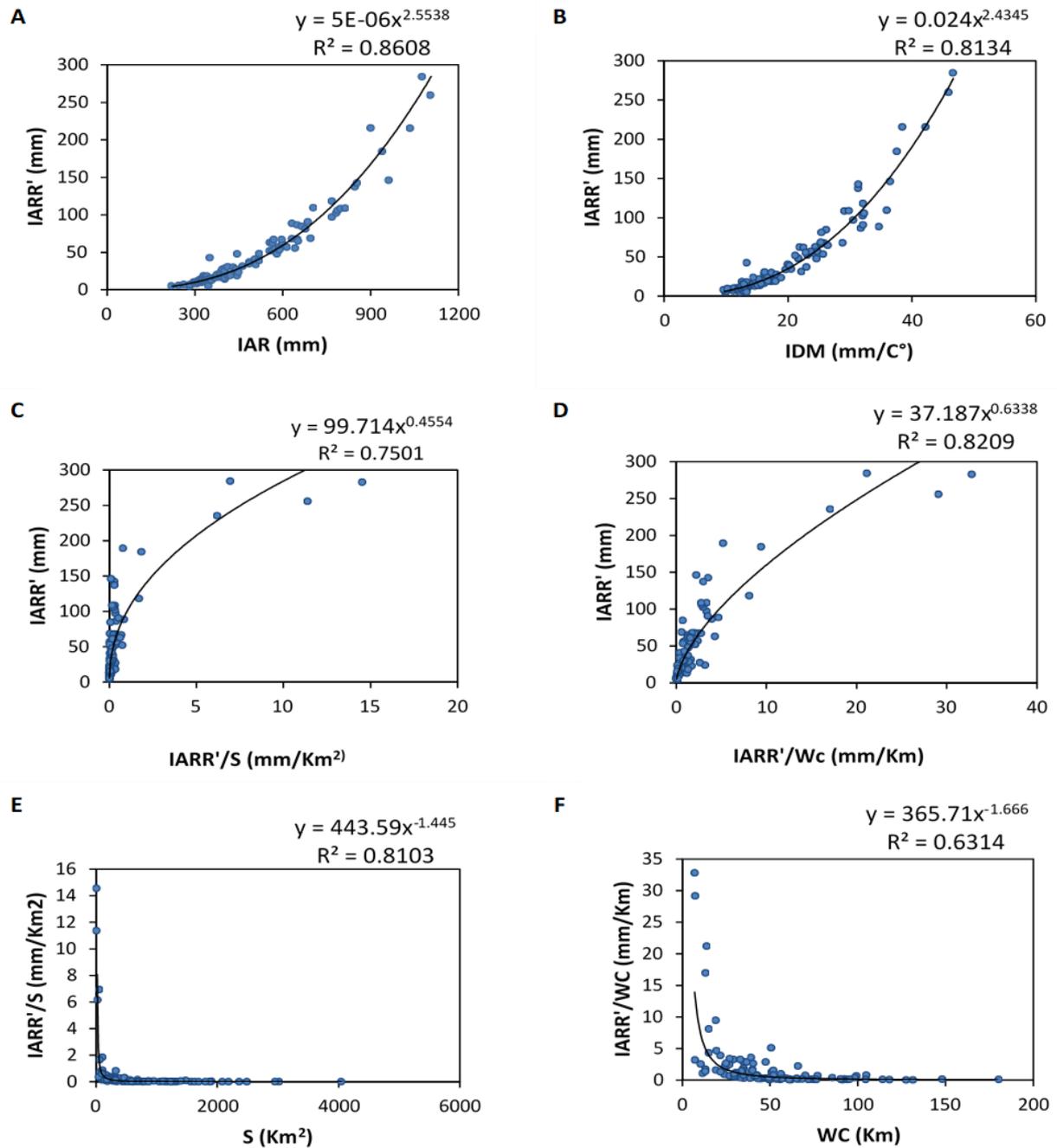


Figure 4-6 : Les courbes de régression non linéaire entre les résidus d'EMI et les données d'entrée ANN₁. Les résidus d'écoulement (IARR') ; la pluviométrie interannuelle (RIA) ; la superficie du bassin versant (S) ; la longueur de cours d'eau (WC) ; l'indice d'aridité (IDM), (Mimeche et al. 2022).

Les résultats montrent une régression similaire pour chaque paire de l'ensemble des données (E_o', P_o) et (E_o', I_a) , donné par un R^2 égal à 0,861 et 0,813 respectivement. Les graphes A et B de la figure 4-6 ont prouvé certaines tendances des valeurs. Les sous modèles de régression cités ci-dessus sont définis par les équations (4-8) et (4-9) :

$$E_o' = 5 \times 10^{-6} \times P_o^{2.5538} \quad (4-8)$$

$$E_o' = 0.024 \times I_a^{2.4345} \quad (4-9)$$

D'autre part, dans la figure 4-6 les graphes C et D montrent également une bonne régression non linéaire entre E_o' , la variable E_o'/S , et aussi la variable E_o'/L_c avec des R^2 de 0.750 et 0.821. La relation de régression entre les deux variables d'entrée est définie par les équations (4-10) et (4-11) respectivement :

$$E_o' = 99.714 \times (E_o'/S)^{0.4554} \quad (4-10)$$

$$E_o' = 37.187 \times (E_o'/L_c)^{0.6338} \quad (4-11)$$

De plus, les deux ratios E_o'/S et E_o'/L_c dans les graphes E et F de la figure 4-6 ont montré une bonne tendance à la régression avec les variables S et L_c , respectivement. Avec des R^2 de 0,810 et 0,631 respectivement. Les deux relations statistiques entre les variables d'entrée sont définies par les équations (4-12) et (4-13) :

$$E_o'/S = 443.59 \times S^{-1.445} \quad (4-12)$$

$$E_o'/L_c = 365.71 \times L_c^{-1.666} \quad (4-13)$$

Dans cette étude, les graphes de la figure 4-6 ont montré que les courbes de tendances suivent des modèles de puissance. A cet effet, pour simplifier les calculs nous avons procédé à une linéarisation des paramètres avec la fonction logarithme (ln) afin que nous puissions appliquer une régression linéaire directe.

4.6.1 Calcul du modèle initial (IRR)

Dans cette étape, nous avons prouvé le degré de corrélation et la fiabilité des modèles de régression multiple obtenus par ANN₁ (IRR₁ et IRR₂). Nous avons expliqué les différents sous modèles de régression multiple, qui sont appliqués au couple de variables (P_o^* , S^*) et (P_o^* , L_c^*), en utilisant les variables intermédiaires (E_o^*/S^*) et (E_o^*/L_c^*) respectivement. Ce qui est visualisé sur la figure 4-6 qui montre une bonne régression non linéaire avec les données S et L_c , ainsi qu'avec E_o' .

La figure 4-7 représente les graphiques de régression linéaire, qui expriment le degré de corrélation entre les valeurs réelles de $E_o'^*$ et les valeurs estimées obtenues par les modèles IRR₁ et IRR₂. Par ailleurs, le tableau (4-3) présente un ensemble de paramètres statistiques relatifs à cette modélisation, qui renseigne sur la fiabilité et l'analyse tendancielle des sous-modèles notés (A, B, C et D) de la figure 4-7, par rapport aux données réelles linéarisées ($E_o'^*$).

Tableau (4-3) : Les paramètres statistiques et les tests de performance des modèles de régression multiple, obtenus par ANN₁ (Mimeche et al. 2022).

Paramètre statistique	A ¹	B ¹	C ¹	D ¹	E ²
Y	$E_o'^*$	$E_o'^*$	$E_o'^*$	$E_o'^*$	$E_o'^*$
X ₁	P_o^*	P_o^*	P_o^*	P_o^*	P_o^*
X ₂	$(E_o'/S)^*$	$(E_o'/L_c)^*$	S^*	L_c^*	S
X ₃	-	-	-	-	L_c
Coéf (a ₁)	1,7166	1,4538	1,7166	1,4538	1,5852
Coéf (a ₂)	0,2057	0,3296	-0,2972	-0,5491	-0,1486
Coéf (a ₃)	-	-	-	-	-0,2746
Intercept (B)	-6,5738	-5,3946	-5,3201	-3,4494	0,01
N°. observation	102	102	102	102	102
R ²	0,930	0,941	0,904	0,911	0,952
R ² _{Adj}	0,929	0,939	0,901	0,910	0,951
MSE	0,07	0,06	0,10	0,10	208,5
RMSE	0,27	0,25	0,31	0,28	14,44
DW	1,75	1,86	1,50	1,48	0,71

(Xi)*= Ln (Xi), ¹ Modèle linéaire ($a_1X_1 + a_2X_2 + B$), ² Équation finale représentée par le modèle de puissance ($B \times X_1^{a_1} \times X_2^{a_2} \times X_3^{a_3}$), Aucune donnée (-), panneaux représentés à la figure (4-7 :A ;B ;C ;D ;E), réponse de sortie (Y), variable d'entrée (X).

Selon les résultats obtenus, nous avons constaté que les sous modèles de régression obtenu à partir de la régression multiple avec $(P_o^* ; (E_o^*/S^*))$ et $(P_o^* ; (E_o^*/L_c^*))$ a une très bonne corrélation ou les valeurs de $(R^2 ; R^2_{adj})$ sont de $(0,941 ; 0,939)$ et $(0,930 ; 0,929)$, respectivement. Les erreurs données par MSE, RMSE et DW montrent que tous les sous modèles n'ont pas montré des écarts importants par rapport aux données réelles E_o^* , les couples (RMSE ; MSE) sont de l'ordre de $(0,27 ; 0,25)$ et $(0,07 ; 0,06)$, respectivement.

Les sous modèles de régression multiple obtenus par ANN₁ (IRR₁ et IRR₂) sont donnés par les équations suivantes (4-14) et (4-15) :

$$\text{Ln}(IRR_1) = 1.7166 \times \text{Ln}(P_o) + 0.2057 \times \text{Ln}(E_o'/S) - 6.5738 \quad (4-14)$$

$$\text{Ln}(IRR_2) = 1.4538 \times \text{Ln}(P_o) + 0.3296 \times \text{Ln}(E_o'/L_c) - 5.3946 \quad (4-15)$$

Pour déduire les équations précédentes en fonction des variables fondamentales P_o , S et L_c , on commence par l'équation (4-14) en remplaçant E_o'/S par S dans l'équation (4-12). On obtient :

$$\begin{aligned} \text{Ln}(IRR_1) &= 1.7166 \times \text{Ln}(P_o) + 0.2057 \times \text{Ln}(443.59 \times S^{-1.445}) - 6.5738 \\ &= 1.7166 \times \text{Ln}(P_o) - 0.2972 \times \text{Ln}(S) - 5.3201 \end{aligned} \quad (4-16)$$

D'autre part, nous utilisons l'équation (4-13) pour remplacer E_o'/L_c par L_c dans l'équation (4-15). Nous obtenons :

$$\begin{aligned} \text{Ln}(IRR_2) &= 1.4538 \times \text{Ln}(P_o) + 0.3296 \times \text{Ln}(365.71 \times L_c^{-1.666}) - 5.3946 \\ &= 1.4538 \times \text{Ln}(P_o) - 0.5491 \times \text{Ln}(L_c) - 3.4494 \end{aligned} \quad (4-17)$$

Nous appliquons la fonction Exponentielle (Exp) dans les équations (4-16) et (4-17), pour obtenir la fonction logarithmique des équations des modèles donnés par ANN₁.

On aura:

$$\begin{aligned} IRR_1 &= \text{Exp}(1.7166 \times \text{Ln}(P_o) - 0.2972 \times \text{Ln}(S) - 5.3201) \\ &= 0.0049 \times P_o^{1.7166} \times S^{-0.2972} \end{aligned} \quad (4-18)$$

$$\begin{aligned} IRR_2 &= \text{Exp}(1.4538 \times \text{Ln}(P_o) - 0.5491 \times \text{Ln}(L_c) - 3.4494) \\ &= 0.0318 \times P_o^{1.4538} \times L_c^{-0.5491} \end{aligned} \quad (4-19)$$

Dans cette étape, nous avons obtenu deux équations pour estimer E_o' , la première en fonction de la pluie moyenne et la superficie du bassin versant ($P_o ; S$), et la deuxième fonction de la pluie moyenne et la longueur de cour d'eau ($P_o ; L_c$).

Les résultats obtenus par les sous modèles IRR_1 et IRR_2 qui sont donnés par les équations (4-14) et (4-15), respectivement sont montrés par les graphes C et D de la figure 4-7. Les graphes de la figure 4-7 montrent un bon ajustement de la régression entre les valeurs réelles et estimées de E_o^* . Cette fiabilité a été vérifiée par les paramètres statistiques R^2 et R^2_{Adj} exprimés dans le tableau (4-3), qui sont respectivement égaux à (0,904 ; 0,901) et (0,911 ; 0,910).

En multipliant les deux équations obtenues par les sous modèles IRR_1 et IRR_2 , on peut avoir le modèle final (IRR) de ANN1, qui est donné par l'équation (4-20).

$$\begin{aligned} IRR &= \sqrt{IRR_1 \times IRR_2} \\ &= \sqrt{0.0049 \times P_o^{1.7166} \times S^{-0.2972} \times 0.0318 \times P_o^{1.4538} \times L_c^{-0.5491}} \\ &= 0.01 \times P_o^{1.5852} \times S^{-0.1486} \times L_c^{-0.2745} \end{aligned} \quad (4-20)$$

Dans cette étape, nous allons aboutir à une nouvelle équation pour estimer E_o' en fonction de la pluie moyenne, la superficie du bassin versant et la longueur de la cour d'eau (P_o, S et L_c). Le test des performances du modèle IRR, montre que la meilleure régression, peut être obtenue en fonction des trois variables (P_o, S et L_c), illustré sur le graphe E de la figure 4-7.

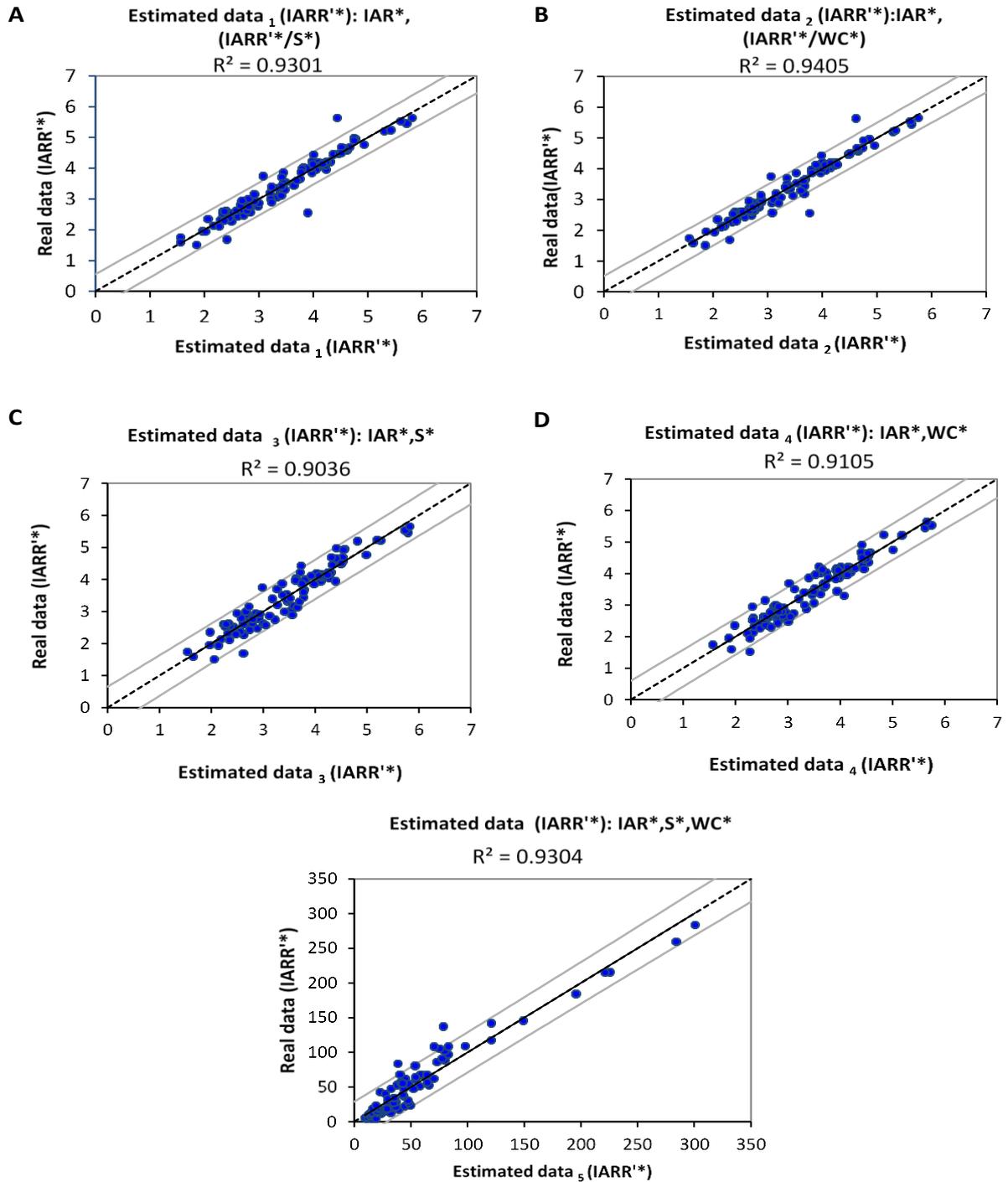


Figure 4-7 : Les courbes de régression linéaire multiple entre les données résiduelles de l'écoulement réel et estimé (IARR'), obtenues par les fonctions de transfert ANN₁. (Xi)*= Ln (Xi) ; Résidus d'écoulement (IARR') ; Pluviométrie interannuelle (RIA) ; Superficie du bassin versant (S) ; longueur du cours d'eau (WC) (Mimeche et al. 2022).

Le tableau (4-3) montre que le modèle IRR donne une bonne estimation, prouvée par un ensemble de paramètres statistiques. Les résultats obtenus par ce modèle donnent un R^2 et R^2_{Adj} qui sont respectivement égaux à 0,952 et 0,951. Statistiquement parlant le coefficient de détermination de $R^2 = 0,95$ qui correspond au modèle IRR, implique que 95 % de la variance des erreurs de calcul (E_o') est estimée à l'aide du modèle IRR est expliquée par la pluie, la surface du bassin et la longueur du cours d'eau. Les 5 % de variance inexpliquée restante pourraient être dues à des paramètres physiques ou climatiques locaux non pris en compte par le modèle IARR tels que le couvert végétale, la pente, la lithologie... etc.

L'analyse statistique des résultats données par le modèle IRR montre les erreurs de calcul qui peuvent être considérées comme légèrement élevées, avec un RMSE égale à 11,4 mm.

4.6.2 Calcul du modèle final (IRR_F)

Dans cette étape, on améliore le modèle IRR donné précédemment par l'équation (4-20), pour le rendre plus dynamique, régionales et applicable pour chaque région bioclimatique de la zone d'étude.

Sachant que, l' E_o' est fortement corrélé aux données climatiques obtenues à partir de l'indice d'aridité De-Martonne. Voir le tableau (4-1) et la figure 4-6. Pour cela, nous avons appliqué une régression linéaire multiple de E_o' sur la série d'indices d'aridité I_a et les données prédites par le modèle IRR obtenu précédemment (les valeurs de E_o' estimé par le modèle IRR). Cette technique a été appliquée séparément à chaque étage bioclimatique pour pouvoir trouver le sous modèle d'estimation correspondant à chaque zone (sous modèle locale pour chaque étage bioclimatique). Le tableau (4-4) montre tous les paramètres statistiques relatifs à chaque modèle de régression locale.

Les résultats montrent que le modèle obtenu dans la zone climatique très humide donne une estimation plus fiable par rapport aux performances des sous modèles des autres étages bioclimatiques, où les R^2 et R^2_{Adj} donnés pour le modèle IRR₇ sont respectivement de 0,907 et 0,900 illustré sur la figure 4-5 et montré dans le tableau (4-4). Ledit tableau montre aussi que les sous modèles obtenus ont une fiabilité différente dans chaque région climatique, on voit que dans la zone méditerranéenne le R^2 et le R^2_{Adj} ont prouvé une bonne performance, qui équivaut à 0,780

et 0,764 respectivement. D'autre part, dans l'étage climatique semi-aride, semi-humide et humide, les R^2 , R^2_{Adj} sont respectivement égaux à (0,650 ; 0,642), (0,682 ; 0,668) et (0,653 ; 0,645).

Tableau (4-4) : Les paramètres statistiques et les tests de performance des sous modèles de régression multiple, obtenus par ANN₂ pour chaque étage bioclimatique du Nord algérien.

Paramètre statistique	Semi-aride	Méditerranéen	Semi - humide	Humide	Très humide
Y	$(E_o'_{SD})^*$	$(E_o'_{ME})^*$	$(E_o'_{SH})^*$	$(E_o'_{H})^*$	$(E_o'_{VH})^*$
X ₁	$(EIRR_{SD})^*$	$(EIRR_{ME})^*$	$(EIRR_{SH})^*$	$(EIRR_{H})^*$	$(EIRR_{VH})^*$
X ₂	$(I_{a,SD})^*$	$(I_{a,ME})^*$	$(I_{a,SH})^*$	$(I_{a,H})^*$	$(I_{a,VH})^*$
Coéf (a ₁)	0,5003	0,4249	0,2917	-0,1617	0,2818
Coéf (a ₂)	1,1633	1,1764	1,0065	1,3409	1,5029
Intercept (B)	-1,7449	-1,4147	-0,2404	0,45666	-1,6026
N°. observation	45	16	15	11	15
R ²	0,650	0,780	0,682	0,653	0,907
R ² _{Adj}	0,642	0,765	0,668	0,645	0,900
MSE	0,08	0,03	0,02	0,01	0,02
RMSE	0,28	0,17	0,12	0,12	0,13
DW	1,69	1,79	1,68	0,86	0,77

Le modèle linéaire ($Y = a_1X_1 + a_2X_2 + B$), $(X_i)^* = \ln(X_i)$, les valeurs de E_o' estimé par le modèle IRR (EIRR), Semi-aride (SD), Méditerranéen (ME), Semi-humide (SH), Humide (H), Très humide (VH), Sortie de modèle (Y), Variable d'entrée (X), Les valeurs de E_o' prédites par le modèle IRR (EIRR)

Les critères de performance donnés par le tableau (4-4) montrent que les valeurs les plus élevées sont données au niveau climatique semi-aride, où MSE, RMSE et DW sont respectivement égaux à 0,08 ; 0,28 et 1,69. En zone humide, le R^2 s'est avéré de performance inférieure par rapport à l'estimation obtenue dans la région méditerranéenne. Les erreurs dans le modèle de régression humide données par MSE, RMSE et DW sont respectivement égales à 0,01 ; 0,12 et 0,86. En revanche, sur l'étages climatique méditerranéen, ces paramètres sont respectivement égaux à 0,03 ; 0,17 et 1,79.

Les sous modèles IRR_3 , IRR_4 , IRR_5 , IRR_6 et IRR_7 , obtenus en modélisant E_o' dans les étages climatiques semi-arides, méditerranéens, semi-humides, humides et très humides, sont respectivement définis par les équations (4-21), (4-22), (4-23), (4-24) et (4-25) comme suit :

$$\ln(IRR_3) = 0.5003 \times \ln(EIRR_S) + 1.1633 \times \ln(I_{a,S}) - 1.7449 \quad (4-21)$$

$$\ln(IRR_4) = 0.4249 \times \ln(EIRR_{ME}) + 1.1764 \times \ln(I_{a,ME}) - 1.4147 \quad (4-22)$$

$$\ln(IRR_5) = 0.2917 \times \ln(EIRR_{SH}) + 1.0065 \times \ln(I_{a,SH}) - 0.2404 \quad (4-23)$$

$$\ln(IRR_6) = -0.1617 \times \ln(EIRR_H) + 1.3409 \times \ln(I_{a,H}) + 0.4566 \quad (4-24)$$

$$\ln(IRR_7) = 0.2818 \times \ln(EIRR_{VH}) + 1.5029 \times \ln(I_{a,VH}) - 1.6026 \quad (4-25)$$

La fonction Exponentielle a été appliquée aux équations numérotées (4-21), (4-22), (4-23), (4-24) et (4-25) pour générer les sous modèles initiales IRR_i donné par ANN_2 pour chaque étage bioclimatique en termes de P_o , S , L_c et I_a .

Sachons que $EIRR$ est en fonction de P_o , S , L_c . Alors on trouve :

$$IRR_3 = 0.1747 \times EIRR_S^{0.5003} \times I_{a,S}^{1.1633} \quad (4-26)$$

$$IRR_4 = 0.2430 \times EIRR_{ME}^{0.42496} \times I_{a,ME}^{1.1764} \quad (4-27)$$

$$IRR_5 = 0.7865 \times EIRR_{SH}^{0.2917} \times I_{a,SH}^{1.0065} \quad (4-28)$$

$$IRR_6 = 1.5788 \times EIRR_H^{-0.1617} \times I_{a,H}^{1.3409} \quad (4-29)$$

$$IRR_7 = 0.2014 \times EIRR_{VH}^{0.2818} \times I_{a,VH}^{1.5029} \quad (4-30)$$

Par la suite, nous appliquons les différents sous modèles obtenus dans chaque zone bioclimatique en sur toute la zone d'étude, en utilisant les données du nord de l'Algérie (102 stations) pour montrer la tendance qui peut être causée par chaque sous modèles statiques (régionales).

Les résultats statistiques des tests de performance, obtenus à partir des sous modèles IRR₃, IRR₄, IRR₅, IRR₆ et IRR₇ appliqués aux régions climatiques du nord de l'Algérie sont montrés dans le tableau (4-5). Ledit tableau montre que tous les sous modèles ont donné un R² et un R²_{Adj} supérieurs à 0,8, avec un augmentation de tendances à l'erreur ou les valeurs du MSE et RMSE sont élevées.

Tableau (4-5) : Les tests de performance des modèles régionaux des résidus de l'écoulement appliqués aux régions climatiques du Nord de l'Algérie. Climat : Semi-aride (3), Méditerranéen (4), Semi-humide (5), Humide (6), Très humide (7).

Paramètre statistique	IRR ₃	IRR ₄	IRR ₅	IRR ₆	IRR ₇
No. observations	102	102	102	102	102
R ²	0,949	0,954	0,944	0,836	0,962
R ² _{Adj}	0,949	0,953	0,944	0,834	0,961
MSE	151,4	138,7	166,7	492,1	114,9
RMSE	12,3	11,8	12,9	22,2	10,7
DW	1,7	1,6	1,6	1,8	1,4

4.6.3 Calibration du modèle final

Après l'application des sous modèles sur toute la zone d'étude, ils ont tout montré des R² et des R²_{Adj} supérieurs à 0,80 (tableau (4-5)). Il serait donc opportun de penser que la forme du modèle finale (IRR_F) doit prendre en considération l'impact et le poids de chaque étage climatique. A cet effet, nous chercherons à établir une relation mathématique avec des variables régionale qui peuvent apporter un meilleure corrélation.

Le modèle final a été obtenu en appliquant la moyenne pondérée en utilisant les valeurs de R² obtenues dans le tableau (4-5) comme coefficients de pondération pour estimer les coefficients a_1 et a_2 du modèle. Les valeurs a_1 et a_2 serviront pour régionaliser le modèle et le rendre plus dynamique dans son application. L'équation finale sera ainsi en mesure de considérer l'impact des variations climatiques en intégrant les coefficients de pondération.

L'équation IRR_F est définie comme suit :

$$IRR_F = Cte * EIRR^{a_1} * I^{a_2} \quad (4-31)$$

Avec :

- EIRR : les données prédites par le modèle IRR obtenu par ANN₁ ;
- a_1, a_2 : coefficient de pondération régionale exprimant l'influence des facteurs locaux qui correspond à chaque étage bioclimatique ;
- Cte : paramètre du modèle exprimé intégrant l'influence conjuguée des facteurs locaux non prise en compte, tels que le type de sol, le couvert végétal...etc ;

Les valeurs de a_1 et a_2 ont été obtenus en appliquant la moyenne pondérée en utilisant les valeurs des coefficients a_1 et a_2 des sous modèles IRR₃, IRR₄, IRR₅, IRR₆ et IRR₇ donnés dans le tableau (4-4), et en utilisant le R^2 résultant de leur application dans le tableau (4-5) comme coefficients de pondération.

Nous avons :

$$a_1 = \frac{[(R_{IRR_3}^2 \times a_{1,IRR_3}) + (R_{IRR_4}^2 \times a_{1,IRR_4}) + (R_{IRR_5}^2 \times a_{1,IRR_5}) + (R_{IRR_6}^2 \times a_{1,IRR_6}) + (R_{IRR_7}^2 \times a_{1,IRR_7})]}{[R_{IRR_3}^2 + R_{IRR_4}^2 + R_{IRR_5}^2 + R_{IRR_6}^2 + R_{IRR_7}^2]} \quad (4-32)$$

Et ;

$$a_2 = \frac{[(R_{IRR_3}^2 \times a_{2,IRR_3}) + (R_{IRR_4}^2 \times a_{2,IRR_4}) + (R_{IRR_5}^2 \times a_{2,IRR_5}) + (R_{IRR_6}^2 \times a_{2,IRR_6}) + (R_{IRR_7}^2 \times a_{2,IRR_7})]}{[R_{IRR_3}^2 + R_{IRR_4}^2 + R_{IRR_5}^2 + R_{IRR_6}^2 + R_{IRR_7}^2]} \quad (4-33)$$

Avec :

- $R_{IRR_i}^2$: R^2 obtenues par les modèles statiques (IRR_i donné par ANN₂) sur toute la zone d'étude (tableau (4-5) ;
- a_{1,IRR_i} : les paramètres donnés par la régression linéaire multiple de E_o' sur la série d'indices d'aridité (I_a) et les données prédites par le modèle IRR (tableau (4-4) ;

On remplace les variables par des valeurs² à partir du tableau (4-4) et du tableau (4-5), on trouve :

$$a_1 = \frac{(0.9494 \times 0.5003) + (0.9538 \times 0.4249) + (0.9443 \times 0.2917) + (0.8358 \times -0.1617) + (0.9616 \times 0.2818)}{(0.9494 + 0.9538 + 0.9443 + 0.8358 + 0.9616)} \quad (4-34)$$

$$= 0.2780$$

$$a_2 = \frac{(0.9494 \times 1.1633) + (0.9538 \times 1.1764) + (0.9443 \times 1.0065) + (0.8358 \times 1.3409) + (0.9616 \times 1.5029)}{(0.9494 + 0.9538 + 0.9443 + 0.8358 + 0.9616)} \quad (4-35)$$

$$= 1.2364$$

Après le remplacement des valeurs de a_1 et a_2 dans l'équation (4-31), on trouve :

$$EIRR_F = Cte \times EIRR^{0.2780} \times I^{1.2364} \quad (4-36)$$

La question qui se pose est de savoir à quoi correspond physiquement le paramètre Cte , quelles sont les paramètres qui définissent ce paramètre et comment peut-il être estimé à partir des données physico-climatique disponible ?

Théoriquement, ce paramètre du modèle prend en compte l'influence des facteurs locaux qui n'ont pas été pris en compte lors des étapes précédentes de modélisation, tels que le type de sol, le couvert végétale...etc.

À cet effet, on a procédé à plusieurs corrélations entre les valeurs de Cte et les données climatiques et physiques disponibles pour toutes les stations hydrométriques présent en compte (E_o , P_o , I_a , ETR , S , L_c , H_{moy} ...etc.). Il s'avère que la pluie est le paramètre qui donne la meilleure corrélation avec les valeurs de Cte , illustré sur la figure 4-8.

Pour pouvoir estimer la série de données Cte dans toutes les zones climatiques. Nous supposons que les données prédites par le modèle IRR_F et les données réelles des résidus Ol'dekop (E_o') sont égales, ou on obtient la formule de l'équation (4-37) :

$$Cte \cong \frac{E_o'}{EIRR^{0.2780} \times I^{1.2364}} \quad (4-37)$$

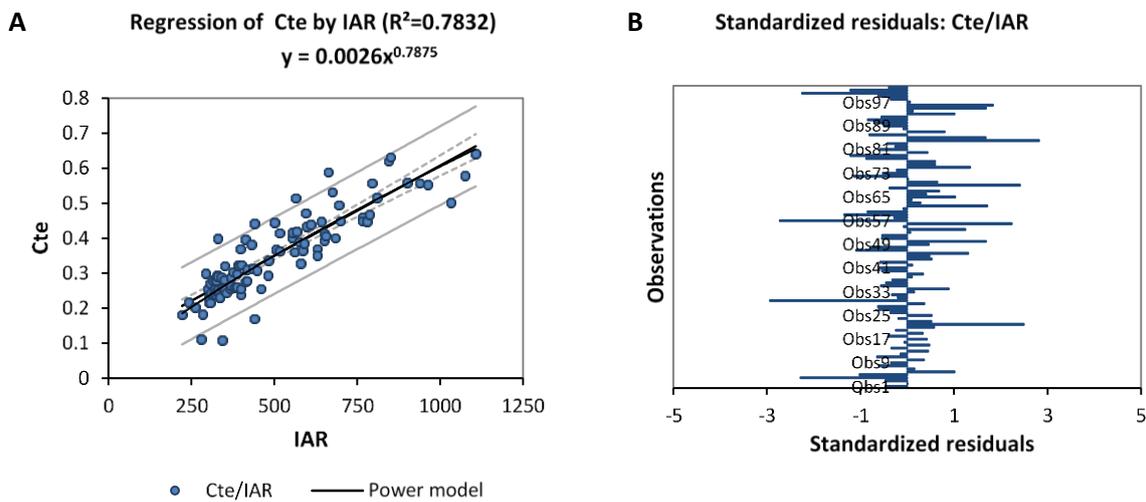


Figure 4-8 : (A) Graphique de régression non linéaire des valeurs du Cte avec P_o ; (B) histogramme d'analyse résiduelle standardisé des valeurs du Cte estimées en fonction de P_o (Mimeche et al. 2022).

La figure 4-8 (A) montre le graphe de régression non linéaire entre les précipitations interannuelles et les données de Cte , suivi d'un histogramme d'analyse résiduelle standardisée (graphe B) des valeurs de Cte estimées en fonction de la pluie.

Cette analyse a montré que la constante Cte peut être estimée avec les données des précipitations. En conséquence, l'équation de tendance obtenue à partir du modèle de régression pour représenter la variable Cte en fonction de P_o , a été utilisée pour obtenir l'équation (4-38). Les valeurs de Cte ont été obtenues par chaque bassin versant en tenant compte de la variabilité de chaque zone climatique.

$$Cte = 2.6 * 10^{-3} \times P_o^{0.7875} \quad (4-38)$$

En utilisant les équations (4-20) et (4-38) dans l'équation (4-36), on obtient :

$$\begin{aligned} EIRR_F &= 0.0026 \times P_o^{0.7875} \times EIRR^{0.2780} \times I^{1.2364} \\ &= 0.0026 \times P_o^{0.7875} \times (0.01 \times P_o^{1.5852} \times S^{-0.1486} \times Wc^{-0.27455})^{0.2780} \times I^{1.2364} \quad (4-39) \\ &= 7.2 * 10^{-4} \times P_o^{1.2283} \times Wc^{-0.0764} \times S^{-0.0413} \times I^{1.2364} \end{aligned}$$

Les résultats statistiques des tests de performance obtenus après l'application du modèle IRR_F , à toute les régions climatiques sont montrés dans le tableau (4-5). Ledit tableau montre que le modèle finale a prouvé des performances élevées avec un R^2 et un R^2_{Adj} , égaux à 0,984 et 0,979 respectivement. Ce modèle a montré une faible tendance à l'erreur, où le MSE et le RMSE sont respectivement égaux à 62,6 et 5,9, en comparaison au modèle IRR donnée par ANN1, où le MSE et le RMSE étaient respectivement de 208,9 et 14,4.

En revanche, le modèle IRR_F a une meilleure fiabilité, donnée par un R^2 qui vaut 0,984. Ce qui, implique que 98 % de la variance des erreurs de calcul (E_o') est estimée à l'aide du modèle IRR_F est expliquée par la pluie, la surface, la longueur de cour d'eau du bassin et l'indice d'aridité De-Marthon. Les 3 % de variance inexpliquée restante pourraient être expliquée par une faible qualité des données de quelques stations utilisées. Il peut également être lié à certains paramètres physiques locaux non mesurables non pris en compte tels que le type de végétation, la géologie, les sols...etc.

Tableau (4-6) : Les tests de performance des modèles IRR et IRR_F , appliqués aux régions climatiques du Nord de l'Algérie.

Paramètre statistique	IRR (ANN ₁)	IRR_F (ANN ₂)
N. observations	102	102
R ²	0,952	0,984
R ² _{Adj}	0,951	0,979
MSE	208,5	62,6
RMSE	14,4	5,9

Après la mise en place de la modélisation finale pour évaluer les résidus de calcul du modèle de Ol'Dekop, nous formulons la nouvelle équation de la manière suivante :

En utilisant les équations (4-2), (4-4) et (4-39) dans l'équation (4-40), nous avons redéfini la structure du modèle Ol'Dekop afin de l'appliquer pour l'estimation de l'écoulement moyen interannuel.

$$\begin{aligned} E_o &= E_{Ol'Dekope} = P_o - ETR_{Ol'Dekope} + IRR_F \\ &= P_o - ETP \times \tanh\left(\frac{P_o}{ETP}\right) + 7.2 * 10^{-4} \times P_o^{1.2283} \times L_c^{-0.0764} \times S^{-0.0413} \times I_a^{1.2364} \end{aligned} \quad (4-40)$$

4.7 Conclusion

L'estimation de l'écoulement moyen interannuel climatique, est réalisée par le modèle théorique d'Ol'Dekop. L'analyse graphique de la dépendance de E_o et $E_{o,clim}$ en fonction de la surface montre que le flux réel E_o est toujours supérieur au flux climatique $E_{o,clim}$. La différence $E_o - E_{o,clim}$ est considérée comme une erreur de calcul (valeur résiduelle E_o') donnée lors de l'utilisation du modèle théorique de Ol'Dekop pour estimer l'écoulement moyen interannuel réel.

La présente étude a développé une nouvelle équation dérivée du modèle d'Ol'Dekop pour estimer l'écoulement moyen interannuel pour une grande région, caractérisée par une diversité climatique. Le modèle proposé a été obtenu en appliquant un nouveau ANN pour estimer les valeurs résiduelles (E_o') données lors de la comparaison de l'écoulement réel et prévu, évalué par Ol'Dekop.

Les quantités des pluies, l'indice d'aridité De-Martou, la superficie et la longueur du cours d'eau des bassins sont considérées, en absence des données comme les principaux facteurs qui influent directement ou indirectement sur la genèse de l'écoulement. Les régressions multiples ont été utilisées comme fonctions de transfert et appliquées aux variables d'entrée climatiques et morphométriques P_o , L_c et S . Dans la première étape, le modèle IRR a été proposé pour estimer E_o' dans toute la région d'étude. Ensuite, une amélioration a été apportée en classant les données

de sortie dans chaque région climatique à l'aide de l'indice d'aridité I_a , qui a été utilisé pour calibrer les coefficients du modèle final (IRR_F).

L'analyse des performances montre que l'utilisation du premier modèle IRR, obtenue par ANN₁ en fonction de P_o , S et L_c s'est avérée d'une bonne fiabilité $R^2_{Adj} = 0,952$, avec une erreur significative RMSE = 208,5 mm obtenue lors de l'application dans toute la région. Après l'amélioration et la régionalisation du modèle initial. Le modèle IRR_F donnée par ANN₂ a montré une amélioration des performances du modèle d'estimation, où R^2_{Adj} et RMSE sont respectivement égaux à 0,979 et 62,6 mm.

Dans la nouvelle équation de Ol'Dekop, la superficie du bassin S et la longueur des cours d'eaux L_c sont considérées comme indices qui nous renseignent indirectement sur la capacité de drainage des eaux souterraines, à travers l'incision des couches géologiques, ainsi que l'influence conjuguée de certains facteurs intra-zonaux. De même pour l'indice d'aridité I_a , qui exprime l'influence du climat, les quantités des pluies et la température moyenne ; ce qui implique même le couvert végétal et le type de sol.

Les résultats obtenus dans ce chapitre seront discutés dans le chapitre suivant.

Chapitre 5

Résultats et discussion

5.1 Introduction

Dans ce chapitre nous exposons les résultats obtenus lors de l'établissement de cette thèse ainsi que la vérification du modèle proposé qui permettra le calcul de l'écoulement moyen interannuel pour les bassins versants non jaugés dans le Nord de l'Algérie.

Dans la première étape de vérification et validation du modèle les valeurs de l'EMI de tous les bassins versants ont été calculées par le modèle proposé, puis comparées à celles mesurées. Nous avons procédé à une comparaison entre les valeurs de l'écoulement calculées selon le modèle proposé par rapport à celles données à l'aide d'autres modèles afin d'analyser la stabilité et la performance de modèle proposé dans son application.

5.2 Le modèle proposé

Le modèle que nous présentons a été développé en utilisant une vaste base de données provenant d'un grand nombre de bassins versants (102 bassins versants), répartis dans diverses régions géographiques et climatiques de l'Algérie septentrionale. La nouvelle version du modèle Ol'Dekop que nous proposons pour l'estimation de l'EMI, formulée au cours de cette thèse est représentée par l'équation suivante :

$$E_o = P_o - ETP \times \tanh\left(\frac{P_o}{ETP}\right) + 7.2 * 10^{-4} \times P_o^{1.2283} \times L_c^{-0.0764} \times S^{-0.0413} \times I_a^{1.2364} \quad (5-1)$$

Avec :

- E_o : Ecoulement moyen interannuel (mm) ;
- P_o : Précipitation moyenne interannuelle (mm) ;
- ETP : Evapotranspiration potentielle (mm) ;
- S : Superficie du bassin versant (km²) ;
- L_c : Longueur du cours d'eau de bassin versant (km) ;
- I_a : Indice d'aridité De-Marathone ;
- \tanh : La fonction tangente hyperbolique ;

5.2.1 Les précipitations

Les pluies moyennes interannuelles sur l'ensemble du bassin versant peuvent être évaluées à l'aide de la carte des pluies moyennes interannuelles de l'Algérie du nord de l'ANRH ou à partir des enregistrements des stations pluviométriques.

Pour le présent travail nous avons opté à l'utilisation de la carte des pluies moyennes de l'Algérie du nord de l'ANRH (ANRH 2005). Vu que cette carte offre l'avantage de connaître en tout point de l'espace les valeurs moyennes de pluie sans faire recours à des calculs, spécialement dans les régions mal couvertes par les station météorologique et climatique. La carte est présentée dans l'Annexe (1).

5.2.2 Evapotranspiration potentielle

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle pour chaque bassin versant peuvent être évaluées à l'aide de la méthode de ANRH ou à partir de la carte des ETP de l'Algérie de l'ANRH (ANRH 2002). Pour le présent travail nous avons opté à l'utilisation de la carte des ETP de l'Algérie de l'ANRH, vu qu'elle permet d'éviter de faire recours à des calculs par le manque des données.

Elle offre aussi l'avantage de connaître en tout point de l'espace les valeurs moyennes annuelles de l'évapotranspiration potentielle. La carte est présentée dans l'Annexe (2).

5.2.3 Indice de De-Marthon

L'indice d'aridité de De-Martonne (I_a) est un indice d'aridité-humidité applicable localement, il est aussi l'un des indices d'aridité les plus appliqués en raison de son efficacité et de son faible besoin en données. Il est utilisé pour quantifier le degré de la présence ou le manque d'eau à un endroit donné et aussi pour la classification des étages climatique, voir l'Annexe (5).

Les valeurs de l'indice I_a sont calculés selon l'équation suivante :

$$I_a = P / (T + 10) \quad (5-2)$$

Avec :

- P : précipitation moyenne (mm) ;

- T : température moyenne (C°) ;

Les valeurs de la température moyenne sont fournées par l'office nationale de météorologie (ONM) et aussi publiées par des sites de météo qui attribuent des données climatiques satellitaires gratuites. Nous citons à titre d'exemple NOAA, CLIMATE-DATA, TUTIOMPO...etc. qui publient des données assez similaires à celles fournées par l'ONM.

5.2.4 Longueurs des cours d'eau et superficies des bassins versants

La surface et la longueur du cours d'eau sont les caractéristiques morphométriques les plus importantes du bassin versant qui influences sur le comportement du bassin versant et la genèse de l'écoulement des eaux. Les valeurs de la surface et la longueur du cours d'eau sont tirées des fiches techniques des stations hydrométriques fournies par l'ANRH. Pour les bassins versants non jaugés ou dépourvus des données, ces caractéristiques sont facilement mesurables à l'aide des outils informatiques (SIG).

5.3 Vérification et validation du modèle

5.3.1 Comparaison des données réelles et calculées par le modèle proposé

Les valeurs de l'EMI de tous les bassins versants ont été calculées par le modèle proposé donné par la relation (5-1) puis comparés à celles mesurés. Le modèle a été appliqué aux séries d'ensembles de données utilisées dans cette modélisation. Les résultats des calculs finaux de l'EMI dans les différentes zones climatiques et géographiques de l'Algérie, sont détaillés sous la forme d'un tableau dans l'Annexe (6). La figure 5-1 montre le graphique de régression obtenu à partir des données de E_o réelles et les valeurs estimées par le modèle proposé (A). Suivi par une représentation de la variation spatiale des écoulements estimés et observés pour chaque station hydrométrique (B).

La figure 5-1(A) montre que la relation entre les valeurs estimées et mesurées est très forte. Ceci confirme la fiabilité des résultats obtenus par le modèle proposé. Cette fiabilité a été bien vérifiée par les paramètres statistiques R^2 et R^2_{Adj} qui sont respectivement égaux à 0,992 et 0,992, voir le tableau (5-1). D'autre part la figure 5-1(B) montre que la courbe de variation de l'écoulement estimé imite bien la courbe de variation de l'écoulement réelle. Comme elle montre aussi que les valeurs de l'écoulement obtenus par le modèle proposé sont presque semblables à celles des valeurs de l'écoulement réelle.

Donc, il s'avère bien que l'adéquation entre les données réelles et les données estimées sont très satisfaisantes à l'échelle locale et dans l'espace. L'écart moyen entre ces valeurs est proche de 3,4 mm (4,1%). On peut noter que les résultats du calcul donnent des valeurs moyennes légèrement inférieures à celles des valeurs réelles, cela n'affecte pas la qualité des résultats obtenus.

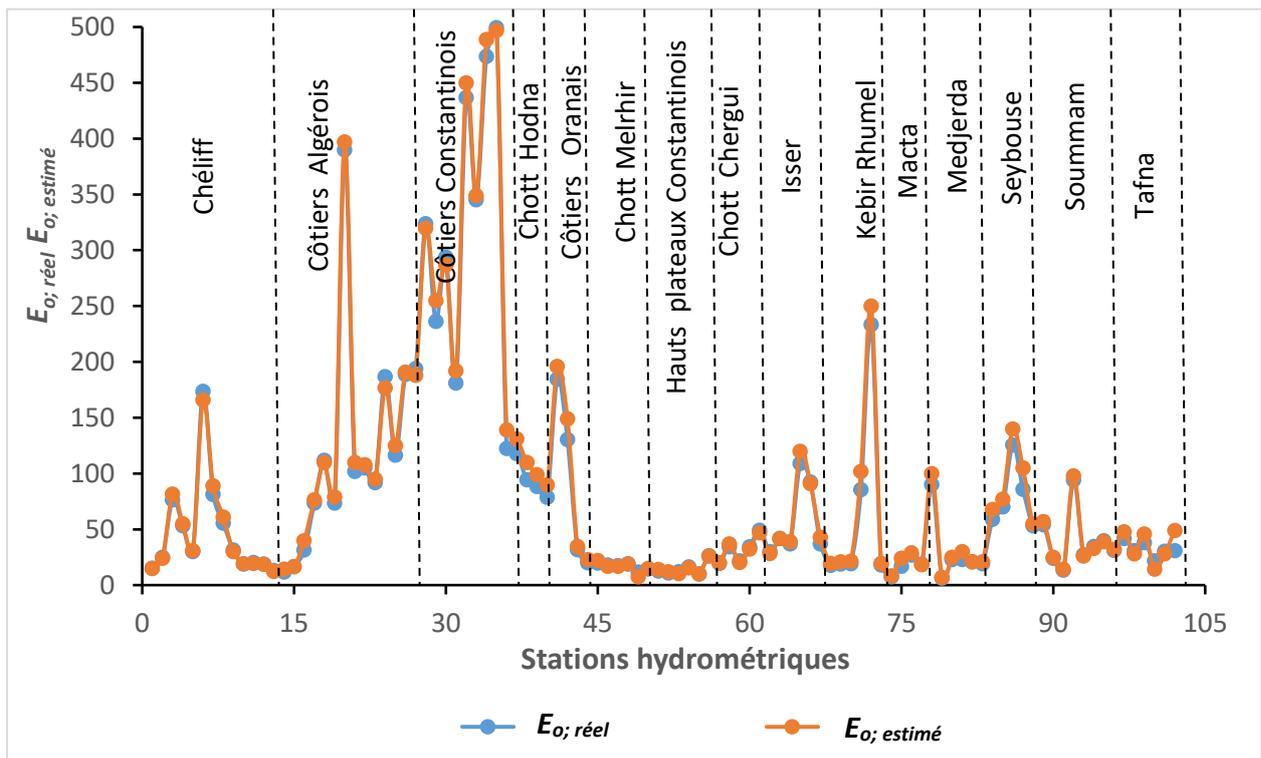
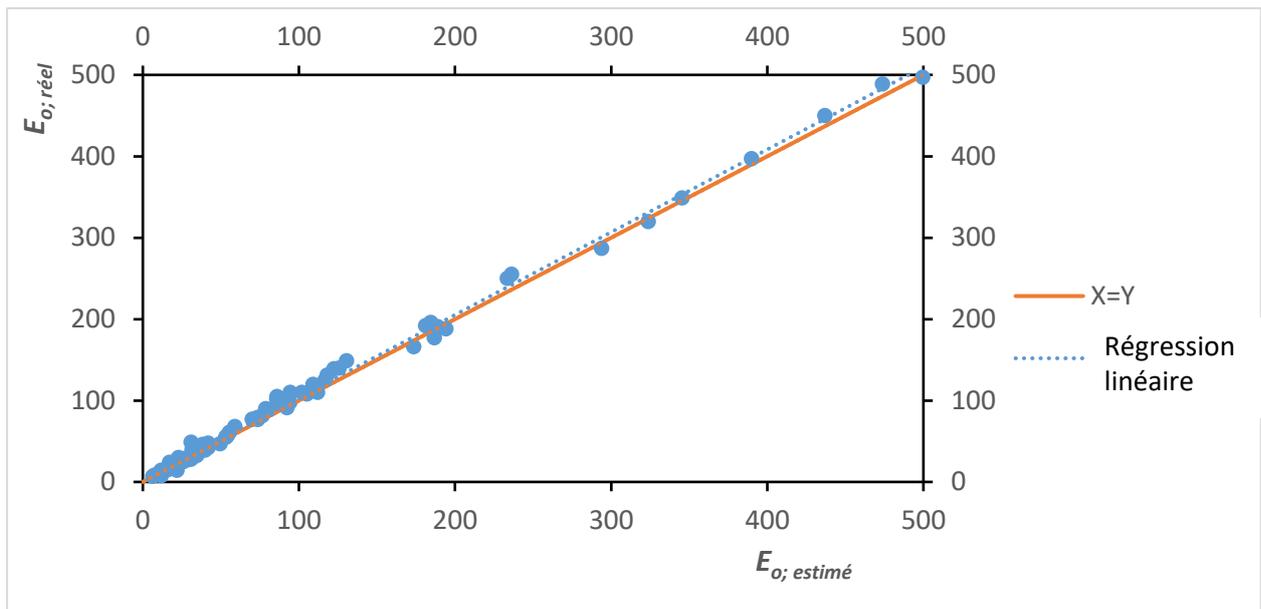


Figure 5-1 : (A) Régression linéaire entre l'EMI estimé et observé aux stations ; (B) variation spatiale entre l'EMI estimé et observé pour chaque station hydrométrique.

L'analyse des écarts (erreur de calcul) données par le modèle proposé par rapport aux données réelles montre que le modèle proposé donne des faibles à acceptables écarts qui séparent les débits observés aux stations par rapport aux valeurs estimés. Les valeurs les plus élevées ont été enregistrées sur les stations de Ain Berda (140602) ; Pont RN 12 (021715) ; Gué Zitoune (031605) et la station des gorges (021126). Ces écarts s'expliquent respectivement par 19,8 mm ; 18,7 mm ; 18,5 mm et -9,8 mm (ce qui correspond à un écart de 18,1% ; 7,3% ; 12,4% et -5,5%). Pour le reste de station les différences des valeurs de l'EMI mesurée et estimée ne dépassent pas -6 à 16 mm avec une moyenne de 3,4 mm. Sachons que les valeurs résiduelles sont plus importantes pour les bassins versants qui présentent des quantités de pluie importantes, en pourcentage les valeurs de ces écarts varient de -10 % à 15 % avec une moyenne de 4,1 %.

La précision de calcul de l'écoulement reste liée à la précision de détermination des données de bases utilisées pour l'estimation de l'EMI (P , ETP , T , S et L_c). Donc plus que ces éléments climatique et morphométriques sont représentatifs pour le bassin versant, plus les résultats du calcul de l'écoulement est très précis. Pour quelque cours d'eau, l'existence des karsts peuvent modifier le débit écoulé par un écoulement à voie karstique (écoulement sous terrain) et pour d'autres, l'existence des barrages modifie totalement le régime d'écoulement de cours d'eau par le stockage et le transfert interbassins d'eau. Donc les valeurs de l'EMI estimé peuvent être complètement différents des valeurs mesurées dans les stations implantées sur ces derniers.

5.3.2 Comparaison avec d'autres modèles

Il serait très important de faire une comparaison entre les valeurs de l'écoulement calculées selon le modèle proposé par-rapport à celle donnée à l'aide d'autres modèles afin d'analyser la variabilité et la performance de chaque modèle par-rapport au modèle proposé et au donné de l'écoulement réelles. Le premier chapitre de cette thèse a fait un rappelle sur les études antérieures les plus importantes qui ont traité le sujet de l'estimation de l'EMI à l'échelle régionale et à l'échelle globale.

Nous avons sélectionné un groupe de relations afin de faire ces comparaisons, voir l'Annexe (7). Ces modèles ont été appliqués aux séries de données utilisées dans cette modélisation pour comparer ces résultats avec les valeurs de l'écoulement estimé par le modèle proposé. Pour analyser la fiabilité et la performance de chaque modèle nous avons procédé à une analyse graphique-analytique par régression linéaire entre les donnés réelles et les données estimées, avec

une représentation des courbes résiduelles obtenues entre les données réelles et estimé pour chaque modèle. Comme nous avons fait le calcul d'un ensemble des paramètres statistiques et critères de performances pour déterminer les meilleurs modèles.

Les calculs et les graphiques ont été faits à l'aide du tableur **Excel** doté du complément **XI-Stat** ver 2014. Le classement des séries des données a été fait en fonction des valeurs des pluies allons de la plus petite à la plus grande valeur. Pour pouvoir noter l'influence de la variabilité des pluies (climat) sur les tendances des écarts engendré par chaque modèle, voire l'Annexe (5).

5.3.2.1 Modèles algériens

Une première comparaison a été faite avec quelques modèles d'estimation de l'EMI les plus connues développés pour la région du Nord de l'Algérie. Nous avons sélectionné cinq modèles dont les paramètres sont similaires à ceux utilisés dans la présente étude et / ou aisés à déterminer, les modèles sont ceux de Coutagne (1949), Samie (1956), Padoun (1974), Deri-Savaray (1987) et Saidi (1990).

La figure 5-2 montre les graphes de régression obtenus à partir des données de EMI réelles et estimées par l'ensemble des modèles sélectionnés, qui sont Coutagne, Samie, Padoun, Deeri-Savaray et Saidi, respectivement comme indiqué sur les graphes B, C, D, E et F respectivement.

La figure 5-2 montre que les meilleurs résultats de l'estimation de l'EMI sont obtenus par le modèle proposé, ce qui s'est avéré un très bon appariement entre les données estimées et les données réelles (graphe A) par rapport aux autres modèles. Là où le modèle n'a montré aucune dispersion d'autre part, une régression très précise est observée, avec un coefficient de détermination égal à 0,992.

Les modèles de Coutagne, Samie, Deri-Savaray et Saidi donnent des résultats convergents entre eux, ou R^2 est égal à 0,925, 0,925, 0,927 et 0,928 respectivement (graphes B, C, E et F). D'autre part, Le modèle de Padoun démontre une performance moindre que celle des modèles précédents, donné par un R^2 égal à 0,895 (graphe D)

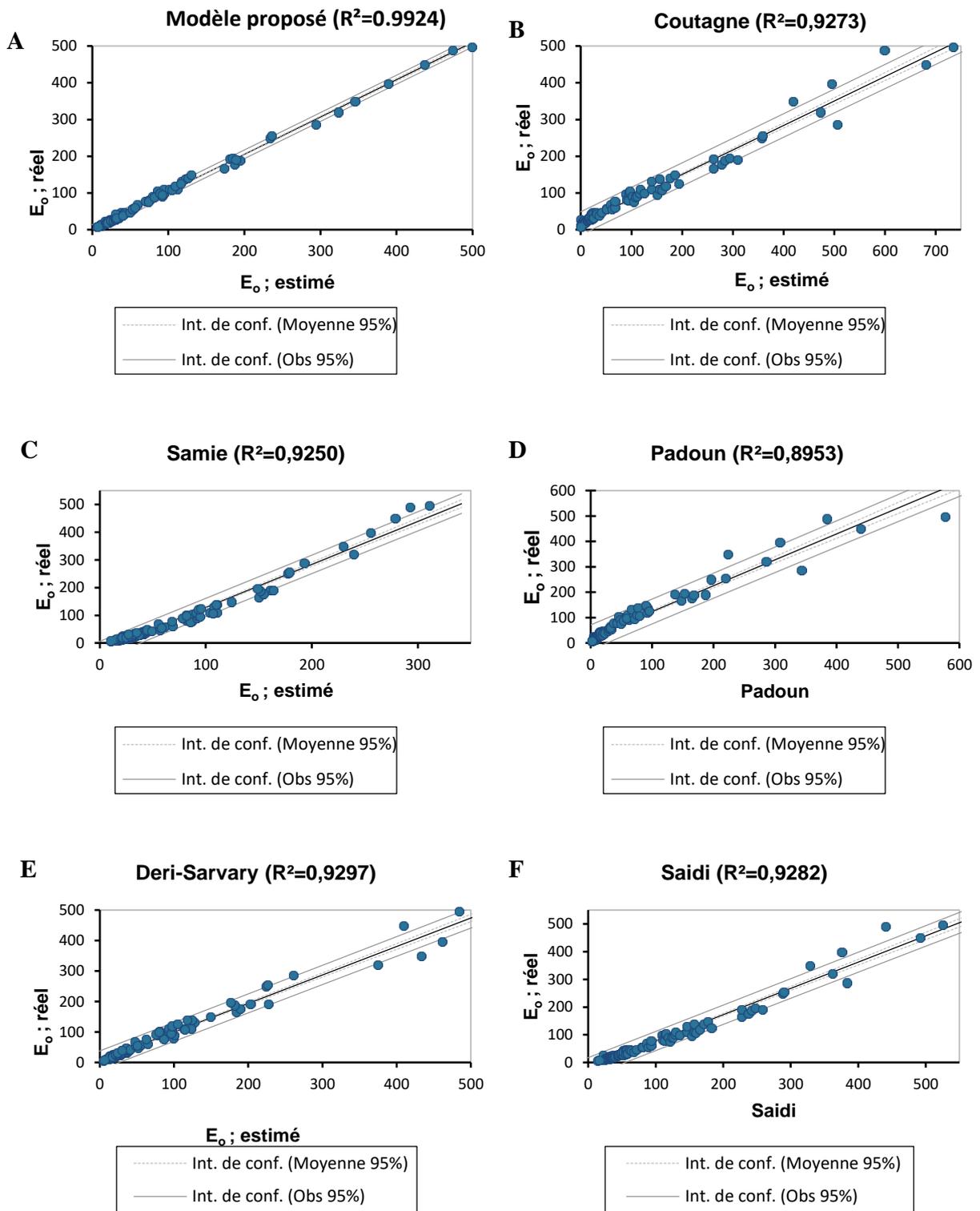


Figure 5-2 : Graphiques des régressions linéaires entre l'EMI réel et estimé obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Coutagne (B), Samie (C), Padoun (D), Deri-Savaray (E) et Saidi (F).

L'analyse de la tendance des écarts de l'équation proposé par rapport aux modèles cités ci-dessus est donnée dans la figure 5-3 et le tableau (5-1), où la figure représente les courbes résiduelles obtenues entre les données mesurées et estimées, et le tableau montre l'ensemble des paramètres statistiques utilisés pour analyser la variabilité et la performance de chaque modèle.

La figure 5-4 montre que le modèle proposé donne l'erreur la plus faible et aucune tendance des résidus n'a été obtenue dans le graphe (A) lorsqu'on a comparé les données traitées par tous les modèles de ruissellement dans les 102 sous-bassins. De plus, elle montre aussi que le modèle de Deri-Savaray est également fiable et peut être considéré comme le deuxième choix (après notre modèle) pour estimer l'EMI dans la région du nord de l'Algérie.

Le modèle de Deri-Savaray montre aussi de bons résultats par rapport à Schreiber, Coutagne Samie, où les résidus moyens obtenus par ce dernier sont symétriques de l'axe ($X=0$), répartis entre les valeurs négatives et positives. Au contraire, le modèle Coutagne montre la grande tendance des données résiduelles par rapport aux autres modèles, atteignant jusqu'à - 200 mm. Cette tendance est remarquable dans les bassins versants, classés à partir de 63 à 102, ceux qui correspondent à un climat semi-humide à très humide. Le modèle de Samie donne aussi une tendance significative des résidus par rapport aux observations réelles dans les bassins versants, classés de 61 à 102, qui sont situés dans des régions à climat semi-humide, humide et très - humide, voir la figure 2-4.

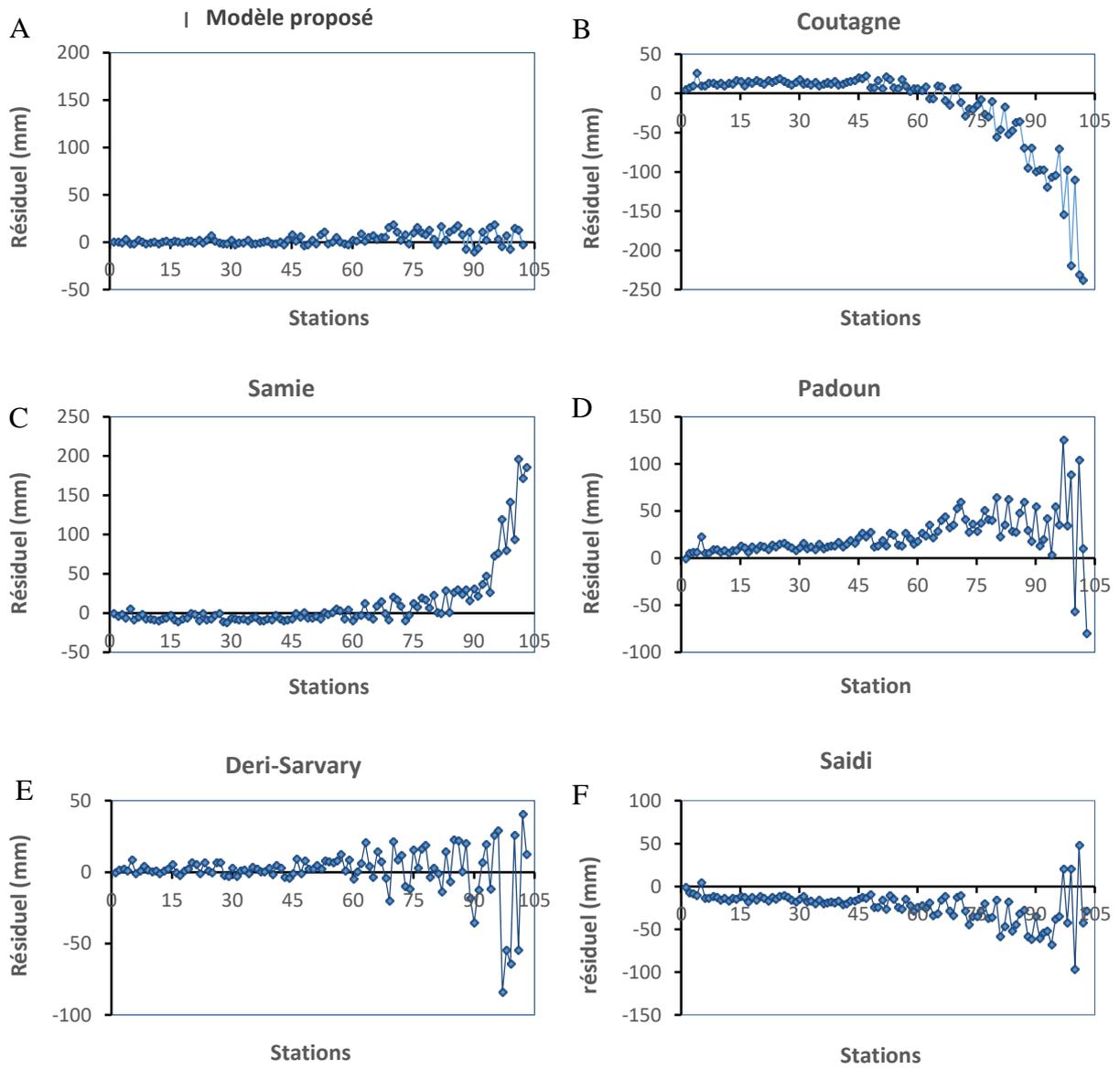


Figure 5-3 : Courbes d'analyses résiduelles obtenues entre les données mesurés et estimés, obtenues en appliquant le modèle proposé (A), les modèles de Coutagne (B), Samie (C), Padoun (D), Deri-Savaray (E) et Saidi (F).

Le tableau (5-1) montre que la série de données de l'EMI, qui est obtenue par le modèle proposé, a une variabilité similaire aux données réelles, donnée par une variance, qui est égal à 9292,5 et 9797,3 respectivement et un coefficient de variation donné qui est égal à 1,18 et 1,22 respectivement. De plus, la valeur moyenne des deux séries sont très proches et qui sont respectivement 81,5 et 81,1.

Les résultats montrent que la variabilité des données obtenues par les autres modèles est très variable et différenciée. Les modèles de Deri-Savaray et Saidi représentent assez bien les données réelles par rapport aux données obtenues par d'autres modèles, où le coefficient de variation donné par ce modèle sont est égal à 1,33 et 1,02. Cette analyse statistique montre aussi que les modèle de Coutagne, Samie et Padoun donnent des valeurs moins proches du jeu de données réel. Les résultats du premier quartile, de la médiane, de la moyenne et du troisième quartile ont été très éloignés de celle de la série de données réelles, comme c'est montré dans le tableau (5-1).

Tableau (5-1) : Tests statistiques et analyse des performances des résultats finaux des EMI, obtenus en appliquant le modèle proposé, les modèles de Coutagne, Samie, Padoun, Deri-Savaray et Saidi.

Statistiques	Donnés réels	Modèle proposé	Coutagne	Samie	Padoun	Deeri-Savaray	Saidi
No. of obs	102	102	102	102	102	102	102
Minimum	7,0	7,0	0,0	10,1	1,9	5,2	13,7
Maximum	497,0	514,9	734,6	311,1	576,4	543,7	525,5
1st Quartile	20,1	19,4	5,2	26,9	7,9	18,6	33,9
Median	39,0	35,9	23,9	41,3	17,4	34,7	56,0
3rd Quartile	104,3	97,9	123,3	92,1	62,7	97,1	134,4
Mean	81,5	81,1	99,9	71,3	60,8	82,6	106,4
Variance (n)	9292,5	9798,3	23607,9	4326,8	9761,7	11991,6	11604,2
Std. Dev (n)	96,4	98,9	154,4	66,1	99,3	110,04	108,3
Var. Coef	1,18	1,22	1,55	0,93	1,63	1,33	1,02
R ²	1	0,992	0,977	0,975	0,945	0,978	0,972
R ² _{Adj}	1	0,992	0,955	0,950	0,893	0,956	0,945
RMSE	0	8,5	56,0	41,8	33,5	17,0	28,9
MAE	0	5,2	32,4	19,7	25,8	9,9	24,3
Mean .A. Dev	67,9	68,5	108,2	44,4	63,2	200,2	219,3
Std. E. Mean	9,6	9,8	15,3	6,5	9,8	10,8	10,7

Écart-type (Std. Dev); Coefficient de variation (Var. Coef); Coefficient de détermination (R²); Coefficient de détermination ajusté (R²_{Adj}); Erreur quadratique moyenne (RMSE); Erreur absolue moyenne (MAE); écart absolu moyen (Mean. A. Dev); Erreur standard de la moyenne (Std. E. Mean).

5.3.2.2 Modèles globaux

La figure 5-5 montre des graphiques de régression obtenus à partir de données de l'EMI réelles est estimées par cinq modèles de bilan hydrique non paramétriques et paramétriques parmi les plus cités dans la littérature. Ces modèles sont celle de Schreiber (1904), Ol'Dekop (1911), Budyko (1958), Sharif (2007) et Yang (2008), comme indiqué dans la figure 5-4 par les graphes B, C, D, E et F respectivement.

La figure 5-4 montre que les meilleurs résultats de l'estimation de l'EMI sont toujours donnés par le modèle proposé dans cette étude, ce qui s'avère un très bon appariement entre les données estimées et les données réelles (graphe A). D'autre part, les modèles de Schreiber et Yang donnent des résultats presque similaires dans lesquels R^2 est égal à 0,921 et 0,933 respectivement (panneau B et E). Le modèle de Budyko donne également un résultat, moins performant que les modèles précédents, donné par un R^2 égal à 0,904. D'autre part, les modèles d'Ol'Dekop et Sharif ont prouvé une performance similaire donnée par un R^2 égal à 0,853 et 0,874 respectivement. De plus, dans les graphes (C) et (F) les données prédites obtenues par les deux derniers modèles montrent une dispersion élevée.

L'analyse de tendance du modèle proposé par rapport aux modèles cités ci-dessus est donnée dans la figure 5-5 et le tableau (5-2), où la figure représente les courbes résiduelles obtenues entre les données mesurées et prédites, et le tableau montre un ensemble de paramètres statistiques utilisés pour analyser la variabilité et la performance de chaque modèle.

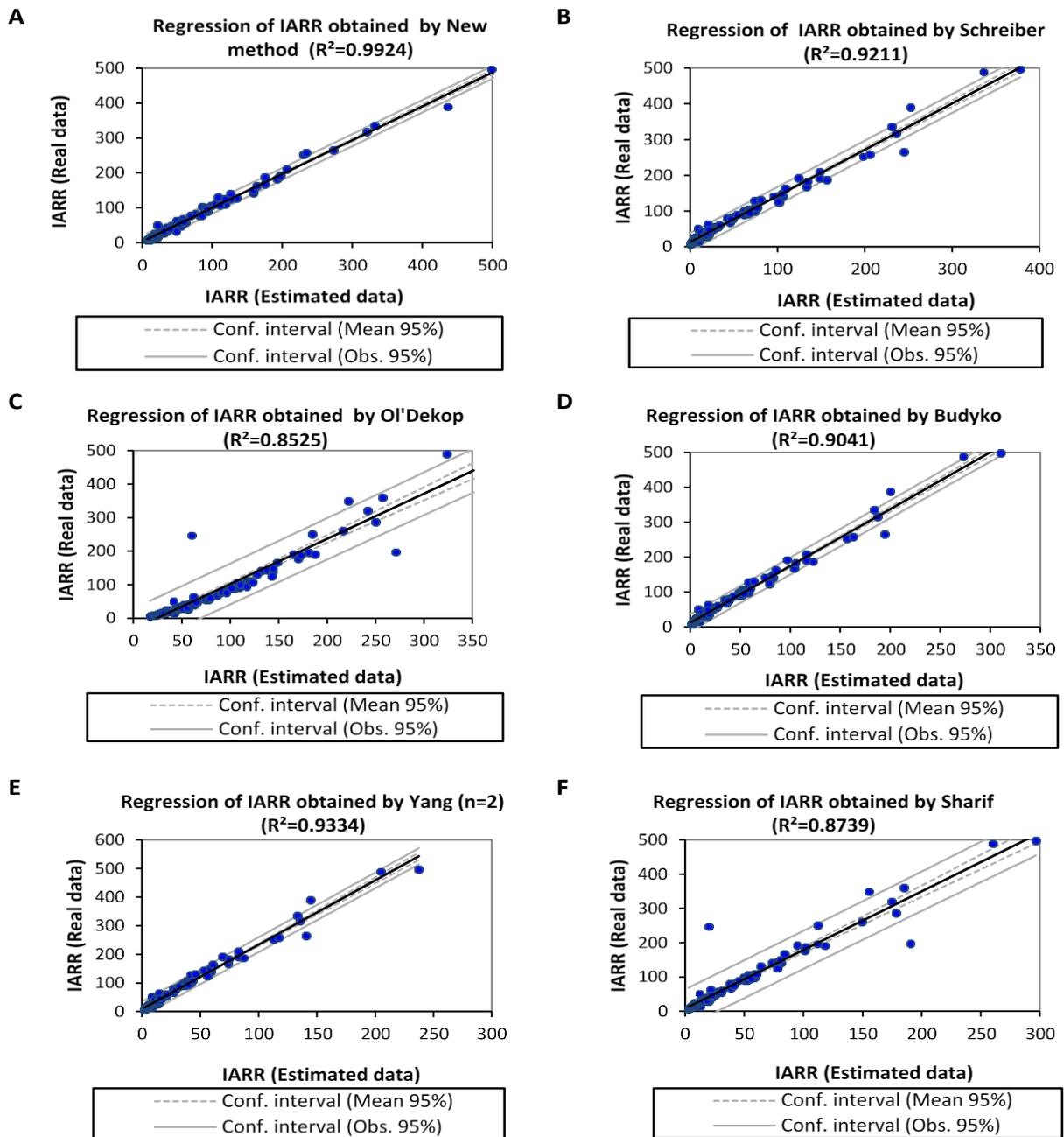


Figure 5-4 : Graphiques des régressions linéaires entre les l'EMI réelles et estimées obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Schreiber (B), Ol'Dekop (C), Budyko (D), Yang (E) et Sharif (F) ; Ecoulement moyen interannuel (IARR) ; (Mimeche et al. 2022).

La figure 5-5 montre que le modèle proposé donne toujours l'erreur la plus faible et aucune tendance des résidus lorsqu'on l'a comparé par les autres modèles dans les 102 sous-bassins.

La figure 5-5 montre aussi que le modèle paramétrique Schreiber, Yang, Ol'dekop et Budyko ne peuvent pas donner des bons résultats pour les régions qui disposent d'une grande diversité climatique comme notre cas d'étude qui est la région du nord de l'Algérie.

Dans cette étude, le modèle Ol'Dekop montre une très grande tendance des données résiduelles par rapport aux autres modèles, atteignant jusqu'à 300 mm. En plus, Schreiber et Budyko donnent une tendance significative des données par rapport aux observations réelles dans les bassins versants, classés de 61 à 102, qui sont situés dans des régions à semi-humide, humide et très -humide, voir la figure 2-4.

Le tableau (5-2) montre que la série de données de EMI, qui est obtenue par le modèle proposé, a toujours une variabilité similaire aux données réelles. Les résultats démontrent aussi que les données obtenues par le modèle de Schreiber sont assez proches des données réelles par rapport aux données obtenues par d'autres modèles, où la Variance donnée par ce modèle est égale à 5472,5 et le coefficient de variation est égale à 1,31. D'autre part, les autres modèles donnent des données moins proches du jeu de données réel par rapport aux données obtenues par le modèle de Schreiber. Ainsi, les résultats de la moyenne, l'écart type, le coefficient de variation et les trois quartiles sont montrés dans le tableau (5-2).

En conclusion, on peut dire que tous les derniers modèles dans des faibles résidus dans les régions semi-arides et méditerranéennes, mais au contraire ces résidus connaîtraient de grandes tendances dans les régions semi-humides à très humides.

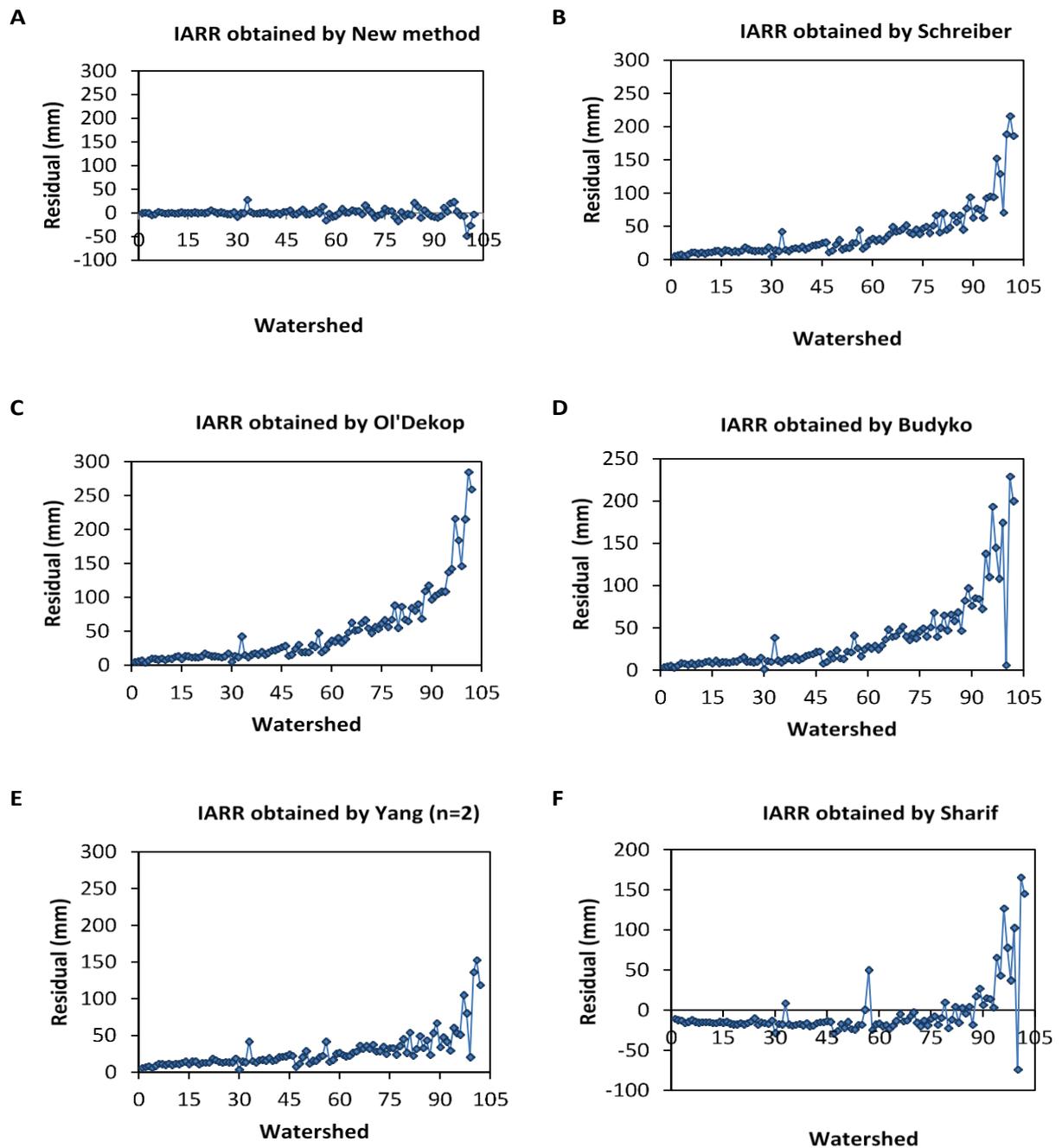


Figure 5-5 : Courbes d'analyse résiduelle entre l'EMI réel et estimé (IARR), obtenues en appliquant le modèle proposé (A), Schreiber (B), Ol'Dekop (C), Budyko (D), Yang (E) et Sharif (F) ; Ecoulement moyen interannuel (IARR) ; (Mimeche et al. 2022).

Tableau (5-2) : Tests statistiques et analyse des performances des résultats finaux des EMI estimées, obtenus en appliquant le modèle proposé, les modèles de Schreiber, Ol'Dekop, Budyko, Yang et Sharif.

Statistic	Real data	New method	Schreiber	Ol'Dekop	Budyko	Yang (n=2)	Sharif
No. of obs	102	102	102	102	102	102	102
Minimum	7,0	7,0	0,6	2,0	1,3	17,1	3,0
Maximum	497,0	514,9	377,8	237,5	310,7	351,4	296,5
1st Quartile	20,1	19,4	5,9	6,8	6,3	31,3	9,9
Median	39,0	35,9	18,7	13,9	16,4	46,9	20,3
3rd Quartile	104,3	97,9	72,8	41,4	57,4	116,9	58,1
Mean	81,5	81,1	52,9	32,4	42,9	86,4	44,2
Variance (n)	9292,5	9798,3	5472,5	1805,6	3450,3	4759,8	3013,6
Std. Dev (n)	96,4	98,9	73,9	42,5	58,7	68,9	54,9
Var. Coef	1,18	1,22	1,31	1,37	1,40	1,24	0,80
R ²	1	0,992	0,921	0,853	0,904	0,933	0,874
R ² _{Adj}	1	0,992	0,920	0,852	0,907	0,933	0,873
RMSE	0	8,5	12,9	30,60	20,73	12,27	12,53
MAE	0	5,2	7,9	18,7	12,7	7,5	7,7
Mean .A. Dev	67,9	68,5	29,3	53,3	38,8	41,6	53,3
Std. E. Mean	9,6	9,8	4,2	6,9	5,5	5,8	7,4

Écart-type (Std. Dev); Coefficient de variation (Var. Coef); Coefficient de détermination (R²); Coefficient de détermination ajusté (R²_{Adj}); Erreur quadratique moyenne (RMSE); Erreur absolue moyenne (MAE); écart absolu moyen (Mean. A. Dev); Erreur standard de la moyenne (Std. E. Mean).

Après avoir effectué ces comparaisons, Il se trouve que le modèle proposé à la meilleure fiabilité et plus d'efficacité pour estimer l'EMI dans tous les bassins versants étudiés. Les séries de données de l'EMI obtenues à l'aide du modèle proposé présentent une variabilité similaire aux données réelles et aucune tendance des résidus n'a été obtenue lorsqu'on a comparé les données traitées dans les 102 sous-bassins, avec absence d'erreurs significatives à l'inverse des autres modèles comparés, qui se révèlent moins performants et donnent de forte tendance des résidus surtout les régions humides

5.3.3 Effet du climat sur la stabilité du modèle proposé

Après les comparaisons précédentes, une autre approche a été faite pour mieux comprendre l'influence de la variabilité climatique sur la fiabilité du modèle élaboré comparablement aux cinq derniers modèles. Les séries de données ont été classées en fonction des petites aux grandes pluies (de la même manière dans l'étape de régionalisation du quatrième chapitre), puis nous avons comparé les séries de données de l'EMI réelle et estimée correspondant à chaque étage climatique du Nord de l'Algérie. Pour bien mener cette comparaison nous avons aussi estimé le coefficient de détermination (R^2), le coefficient de détermination ajusté (R^2_{Adj}), la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur absolue moyenne (MAE) dans chaque plancher bioclimatique du Nord algérien, pour le modèle proposé et les modèles de Schreiber, Ol'Dekop, Budyko, Yang et Sharif. La figure 5-6 montre que les précédents tests de performance représentés sous forme d'histogramme, appliqués sur les séries de données obtenues par les modèles utilisés dans cette approche pour les cinq régions climatiques du nord de l'Algérie.

Les résultats montrent que le modèle proposé a la meilleure fiabilité et plus d'efficacité pour estimer l'EMI dans tous les bassins versants. Où R^2 et R^2_{Adj} affichent des valeurs comprises entre 0,92 et 0,99 qui s'avèrent avoir les meilleures performances dans les cinq régions climatiques. Le modèle proposé a montré de bonne performance dans tous les étages climatiques, il est capable d'évaluer les débits reproduits par de faibles précipitations (précipitation au-dessous des pluies efficaces) avec un R^2_{Adj} supérieurs à 0,92 dans la région semi-aride. De plus, les performances du modèle augmentent en fonction de l'état pluviométrique du bassin, ou le modèle proposé fonctionne mieux dans les régions humides, la valeur de R^2_{Adj} arrive jusqu'à 0.99 dans la région très humide. Au contraire, les autres modèles sont régionaux et ils peuvent être plus fiables dans les zones arides que humides. Le R^2 et le R^2_{Adj} montrent que les modèles yang ($n = 2$) et Sharif sont plus performants que les modèles Schreiber, Ol'Dekop et Budyko dans les zones semi-humides, humides et très humides. Au contraire, les performances de ces modèles sont meilleures que celles des modèles Yang et Sharif dans la région aride. Le modèle d'Ol'Dekop présente les valeurs les plus élevées de RMSE et MAE observées dans les zones climatiques semi-humides à très humides.

L'histogramme de RMSE et MAE, les tableaux (5-1) et (5-2) et la figure 5-6 montrent que le modèle proposé a les erreurs les plus faibles qui sont plus proches de l'axe ($X=0$) pendant toutes

les observations. Cependant, les autres modèles ont plus de résidus de calcul, qui augmentent davantage dans les zones humides.

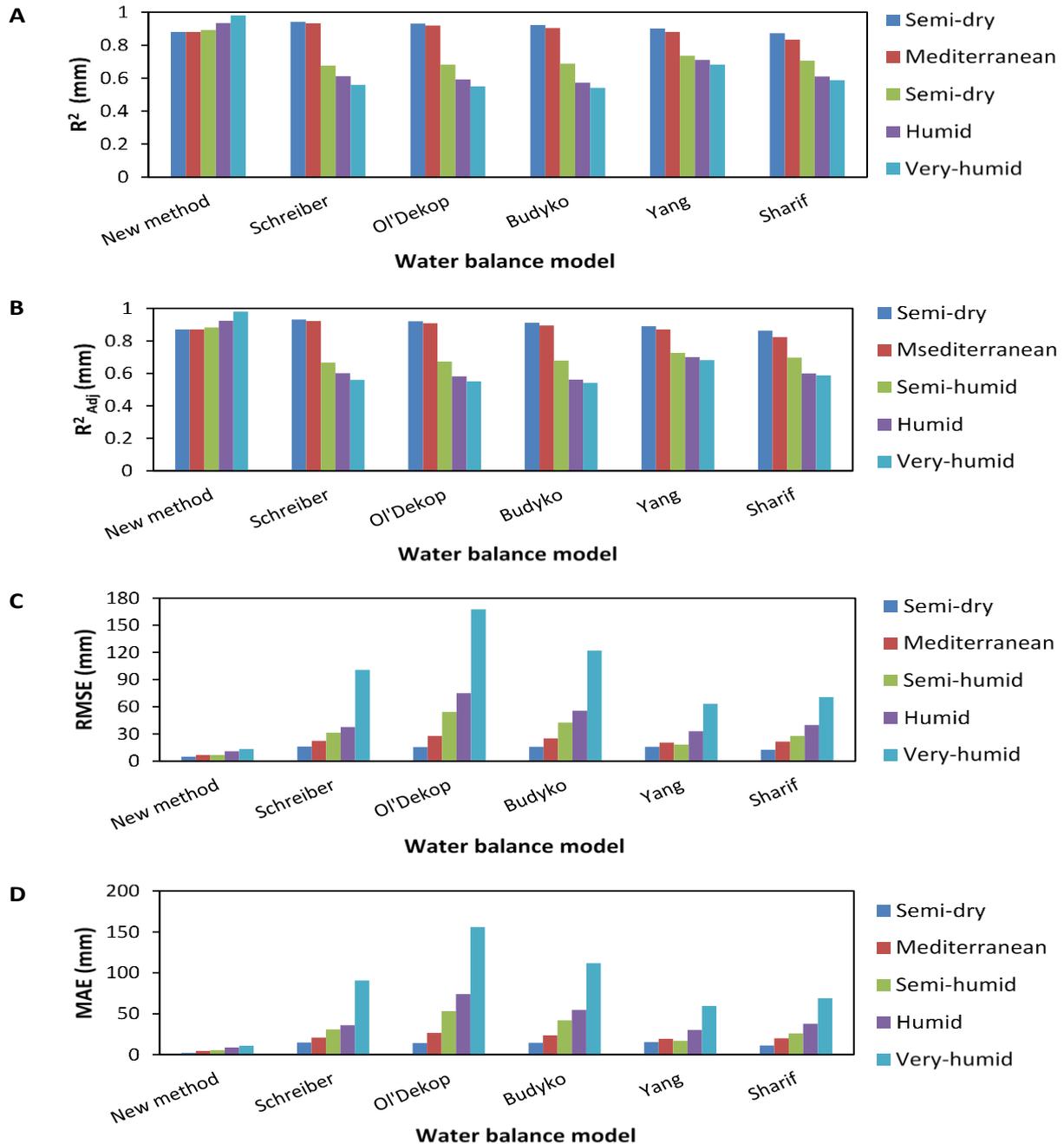


Figure 5-6 : Histogrammes des résultats du : coefficient de détermination (R^2), coefficient de détermination ajusté (R^2_{Adj}), l'erreur quadratique moyenne (RMSE) et l'erreur absolue moyenne (MAE). Obtenus en comparant les données l'EMI réelles et estimées dans chaque planche climatique du Nord de l'Algérie, obtenu en appliquant le modèle proposé les modèles de Schreiber, Ol'Dekop, Budyko, Yang et Sharif ; (Mimeche et al. 2022).

5.4 Conclusion

Les résultats de tests de performance obtenus après l'application du modèle proposé à toutes les régions climatiques (tableau (5-1) et (5-2)) montre que ce dernier présente les meilleures performances par rapport à tous les modèles utilisés dans cette étude, prouvés par les paramètres R^2 , R^2_{Adj} , RMSE et MAE, qui sont respectivement égaux à 0,992 ; 0,992 ; 8,5 mm et 5,2 mm.

Les tests statistiques montrent que le modèle proposé donne l'erreur la plus faible et aucune tendance des résidus n'a été obtenue lorsqu'on a comparé les données traitées par rapport aux différents modèles de l'écoulement dans les 102 bassins. A l'inverse des autres modèles comparés qui sont moins performants et produisent des erreurs significatives. Les résultats montrent aussi que le modèle proposé montre plus de stabilité et une meilleure efficacité pour estimer l'écoulement moyen dans tous les bassins versants et dans les cinq régions climatiques séparément, ou R^2 et R^2_{Adj} affichent des valeurs comprises entre 0,92 et 0,99.

Les résultats déduits de cette analyse montrent aussi la puissance du modèle proposé pour estimer l'EMI dans les différentes régions climatiques. L'utilisation des variables d'entrée S et L_c (superficie et longueur d'eau des bassin versants), et le calage effectué sur les paramètres du modèle à l'aide de la série de l'indice d'aridité (I_a) a amélioré la dynamique du modèle proposé dans les différentes conditions climatiques et géographiques de notre zone d'étude. Cet avantage est justifié par la stabilité des performances du modèle et aucune estimation résiduelle de tendance significative n'a été constatée.

Conclusion générale et perspectives

L'objectif du présent travail était d'estimer le débit moyen à l'échelle interannuelle pour les cours d'eau du Nord de l'Algérie qui se caractérise par une diversité géographique et climatique. Étant donné l'absence de données hydrométriques, plusieurs facteurs clés ont été considérés, tels que la quantité de précipitation, l'évapotranspiration potentielle, l'indice d'aridité De-Martonne, la longueur des cours d'eau et la superficie du bassin qui sont respectivement (P , ETP , I_a , L_c et S), pour étudier leur influence sur la formation de l'écoulement.

A cet effet, une nouvelle équation dérivée du modèle de Ol'Dekop a été développée pour estimer l'EMI. Le modèle proposé a été obtenu en appliquant un réseau de neurones artificiels (ANN) pour estimer les valeurs résiduelles (E_o') données par le modèle de Ol'Dekop. La modélisation passe par deux étapes :

- Un modèle local (IRR) a été donné pour estimer les résidus du modèle de Ol'Dekop dans les bassins versants sélectionnés,
- Une amélioration a été apportée au modèle précédent pour le rendre plus dynamique et régionale (IRR_F).

Les régressions multiples ont été utilisées comme fonctions de transfert. Dans la première étape de modélisation, le sous-modèle IRR donné par ANN₁ a été proposé pour estimer E_o' dans toute la région en fonction de P_o , L_c , et S . Ensuite, une amélioration a été apportée à l'aide de l'indice I_a qui a été utilisé conjointement avec P_o pour calibrer et régionaliser le modèle final IRR_F pour toute la région d'étude.

Le nouveau modèle proposé a montré de bonnes performances, prouvées par les paramètres statistiques des qualités d'ajustement R^2 , R^2_{Adj} , RMSE et MAE, qui sont respectivement égaux à 0,992 ; 0,992 ; 8,5 mm et 5,2 mm. L'équation proposée montre aussi une faible erreur et aucune tendance des résidus n'a été obtenue dans tous les bassins sélectionnés. Les écarts sont compris entre [-6 mm ; 16 mm] avec une moyenne de 3,4 mm, qui correspond à 4,1 %.

Lors de l'application séparée pour chaque étage climatique le modèle proposé a montré une puissance d'application pour l'estimation de l'EMI dans les différentes régions climatiques. Les résultats montrent aussi que le nouveau modèle a plus de stabilité et une meilleure efficacité pour l'estimation de l'EMI dans tous les bassins versants comparativement aux autres modèles, où R^2 et R^2_{Adj} affichent des valeurs comprises entre [0,92 ; 0,99].

L'utilisation des variables d'entrée S et L_c , et le calage effectué sur les paramètres du modèle à l'aide de la série de l'indice d'aridité I_a ont amélioré la dynamique du nouveau modèle aux différentes conditions climatiques et géographiques de la zone d'étude. Cet avantage est justifié par la stabilité des performances avec l'absence d'une estimation résiduelle de tendance significative au cours de tous les processus effectués dans les 102 bassins versants.

La précision de calcul de l'écoulement donnée par le modèle proposé reste liée à la précision de détermination des données de base utilisées pour la modélisation et l'estimation de l'EMI. Donc, plus les données climatiques et morphométriques sont représentatives pour le bassin versant, plus les résultats donnés par ce modèle sont proches de la réalité physique.

A travers l'analyse des résultats obtenus, des perspectives s'ouvrent en particulier à :

- Réaliser une étude pour améliorer encore le modèle proposé pour estimer l'écoulement des cours d'eau Algériens utilisant différentes données climatiques et géographiques pour différentes échelles de temps (annuelle et inter-mensuelle).
- Adapter la méthodologie proposée pour estimer les débits des cours d'eau en fonction des données météorologiques standard.
- En parallèle avec les études de modélisation de l'EMI, nos travaux futurs consisteront à développer un modèle dynamique d'apprentissage automatique pour prévoir les futurs flux pluviométriques en fonction des prévisions météorologiques.
- Adapter le modèle mentionné dans le dernier point sous forme d'une application numérique pour aider à la gestion des ressources en eau renouvelables pour les barrages en exploitation.

Bibliographie

- Adjel, A. et R. Smail (1985). "Etude de l'apport moyen interannuel des petits bassins versants de l'Algérie septentrionale." Mémoire fin d'études, Université d'Alger.
- Adjissi, O., O. Mimeche et al. (2019). Influence des Facteurs Locaux sur L'écoulement Moyen Interannuel dans les Bassins versants du Nord-est D'Algérie. Conférence : SNE6-UMMT 2019. Tizi Ouzo.
- Aichouri, I., A. Hani, et al. (2015). "River flow model using artificial neural networks." Energy Procedia 74: 1007-1014.
- Allen, R. G., L. S. Pereira, et al. (1998). "Crop Evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56." Fao, Rome 300(9) : D05109.
- ANRH (2005). Carte des pluies moyennes annuelles du nord de l'Algérie 1/500000, Ministère des ressources en eau ; ANRH ; INCT, Alger, Algérie
- ANRH (2005). "Carte du réseau hydro-climatologique et de surveillance de la qualité des eaux, édition 2005.échelle 1/500.000.département des eaux superficielles,"
- ANRH (2002). Carte des évapotranspirations potentielles du Nord de l'Algérie au 1/500000, Ministère des ressources en eau ; ANRH ; INCT, Alger.
- Antar, M et al. (2006). "Rainfall-runoff modelling using artificial neural networks techniques: a Blue Nile catchment case study." Hydrological Processes: An International Journal 20(5): 1201-1216.
- Atkinson, S., R. Woods, et al. (2002). "Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales." Water Resources Research 38(12) : 50-51-50-17.
- Mebarki, A. (1984). Ressources en eau et aménagement en Algérie : le Bassin du Kebir Rhumel (Algérie). Office des publications universitaires.
- Bagrov, N. A. (1953). "Mean long-term evaporation from land surface." Meteorol. Gidrol. 10, 20– 25.
- Bahloul, F. (2014). Contribution au développement de la méthode d'estimation des ressources en eau, Université Abderrahmane MIRA de Bejaia.
- Baltas, E. (2007). "Spatial distribution of climatic indices in northern Greece." Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, trainings techniques and modelling 14(1): 69-78.

- Beljaars, A., Mahfouf, J. F. (2020). Les représentations des surfaces continentales dans les modèles atmosphériques : aperçu historique. *La Météorologie*, 2020(108), 31-37.
- Beldjoudi, S. O.-Y. L. (1997). Etude générale des apports, 3eme rapport, A.N.R.H. Alger, Algérie.
- Bellout, M. (2015). Etude de la répartition fréquentielle et annuelle des débits des cours d'eau de l'Algérie du nord. Thèse de magistère. Université de Kasdi Merbah.
- Benchetrit, M. (1956). "Les sols d'Algérie." *Revue de géographie alpine* 44(4) : 749-761.
- Benlarbi, D., D. Boutoutaou, et al. (2015). "Ruissellement, la pluviométrie et l'évaporation des bassins versants de la zone sud de la méditerranée (cas de l'Algérie)." *Leba Sci J* 16(1): 3.
- Blöschl, G., M. Sivapalan, et al. (2013). *Runoff prediction in ungauged basins: synthesis across processes, places and scales*, Cambridge University Press.
- Boubou, n. (2017). Étude Ge démographique et climatique de la problématique de l'eau en Algérie. *Revue LJEF*, (26&27).
- Boudiaf, B., Z. Şen, et al. (2021). "Climate change impact on rainfall in north-eastern Algeria using innovative trend analyses (ITA)." *Arabian Journal of Geosciences* 14(6) : 1-18.
- Bouhabila, A. (2019). " La forêt algérienne face au changement global. Quelle place pour agroforestry ". Travail de fin d'études. Université de Liège, Liège, Belgique
- Boulmaiz, T et H. Boutaghane (2022). "Innovative trend analysis of daily and extremes of rainfall in North-Eastern Algeria." *International Journal of Hydrology Science and Technology* 14(2) : 140-153.
- Boutoutaou, D. et al. (2003.). "Détermination du ruissellement annuel des cours d'eau de l'Algérie »." *Revue des Sciences Agronomiques*: p 31- 32. Moscou.
- Budyko, M. I. (1958), *The heat balance of the Earth's surface*, Natl. Weather Serv., U.S. Dep. of Commer., Washington, D. C.
- Budyko, M. I et D. H. Miller (1974). *Climate and life*, Academic press New York.
- Capot-Rey, R. (1955). Les sols d'Algérie d'après JH Durand. *Annales de Géographie*, JSTOR.
- Chaumont, M. (1963). Contribution a` l'étude des écoulements en Algérie. *Annuaire hydrologique*, Alger, Algérie.
- Choudhury, B. (1999). "Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model." *Journal of Hydrology* 216(1-2) : 99-110.
- Cosandey, C. (1995). La forêt réduit-elle l'écoulement annuel ? *Annales de géographie*, JSTOR.
- Coutagne, A. (1949). "Etude générale des variations de débit en fonction des facteurs qui les conditionnent." *La houille blanche* (2) : 134-146.
- D-G-Forêts (2018). Les feux de forêts en Algérie analyse et perspective. Algérie, Direction Générale des Forêts.

- Dahmoune, F et al. (2015). "Ultrasound assisted extraction of phenolic compounds from *P. lentiscus* L. leaves: Comparative study of artificial neural network (ANN) versus degree of experiment for prediction ability of phenolic compounds recovery." *Industrial Crops and Products* 77: 251-261.
- Dawson, C et R. Wilby (2001). "Hydrological modelling using artificial neural networks." *Progress in Physical Geography* 25 (1) : 80-108.
- De Martonne, E. (1925). "Traité de Géographie Physique : 3 tomes." Ch. Dunod et P. Vick. Editeurs, Paris.
- Derdous, O., S. E. Tachi, et al. (2021). "Spatial distribution and evaluation of aridity indices in Northern Algeria." *Arid Land Research and Management* 35(1) : 1-14.
- Deri, J. (1977). "Étude générale de la ressource en eaux en Algérie." Document Technique, Direction d'Etude et d'Aménagement des Ressources Hydrauliques, Alger.
- Djellouli, Y. (1990). Flores et climats en Algérie septentrionale. Déterminismes climatiques de la répartition des plantes.
- Donohue, R., M. Roderick, et al. (2010). "Can dynamic vegetation information improve the accuracy of Budyko's hydrological model?" *Journal of Hydrology* 390(1-2): 23-34.
- Du, C., F. Sun, et al. (2016). "New interpretation of the role of water balance in an extended Budyko hypothesis in arid regions." *Hydrology and Earth System Sciences* 20(1): 393-409.
- Durand, J. H. (1954). Les sols d'Algérie.
- Famiglietti, J. and E. F. Wood (1991). "Evapotranspiration and runoff from large land areas: Land surface hydrology for atmospheric general circulation models." *Surveys in Geophysics* 12(1): 179-204.
- Fang, Q., G. Wang, et al. (2022). "A novel ecohydrological model by capturing variations in climate change and vegetation coverage in a semi-arid region of China." *Environmental Research* 211 : 113085.
- FAO (2002). L'Etude prospective du secteur forestier en Afrique à l'horizon (FOSA). Algérie.
- Fathi, M. M., A. G. Awadallah, et al. (2019). "A new Budyko framework extension using time series SARIMAX model." *Journal of Hydrology* 570: 827-838.
- Fu, B. (1981). "On the calculation of the evaporation from land surface." *Sci. Atmos. Sin* 5(1): 23-31.
- Gan, G., Y. Liu, et al. (2021). "Understanding interactions among climate, water, and vegetation with the Budyko framework." *Earth-Science Reviews* 212: 103451.
- Gerrits, A., H. Savenije, et al. (2009). "Analytical derivation of the Budyko curve based on rainfall characteristics and a simple evaporation model." *Water Resources Research* 45(4).

- Greve, P. and S. I. Seneviratne (2015). "Assessment of future changes in water availability and aridity." *Geophysical Research Letters* 42(13): 5493-5499.
- Gunkel, A. and J. Lange (2017). "Water scarcity, data scarcity and the Budyko curve an application in the Lower Jordan River Basin." *Journal of hydrology: regional studies* 12: 136-149.
- Hickel, K. and L. Zhang (2006). "Estimating the impact of rainfall seasonality on mean annual water balance using a top-down approach." *Journal of Hydrology* 331(3-4): 409-424.
- Hrachowitz, M., H. Savenije, et al. (2013). "A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB) a review." *Hydrological sciences journal* 58(6): 1198-1255.
- Hung, N. Q., M. S. Babel, et al. (2009). "An artificial neural network model for rainfall forecasting in Bangkok, Thailand." *Hydrology and Earth System Sciences* 13(8) : 1413-1425.
- Kabouya, M. (1990). "Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale." Université Paris-Sud, Paris, France.
- Kabouya, M. and C. Michel (1991). "Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride." *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science* 4(4) : 569-587.
- Kratzert, F., D. Klotz, et al. (2019). "Toward improved predictions in ungauged basins: Exploiting the power of machine learning." *Water Resources Research* 55(12): 11344-11354.
- Ladjel, M., M. Madani, et al. (2019). "Methodical approach for the estimate of flow wadis from the north of Algeria." *Journal of Fundamental and Applied Sciences* 11: 1086-1098.
- Ladjel, M. and O. Mezentseva (2016). "Method of assessment the annual flow of the Wadi in the north of Algeria." *Journal of Fundamental and Applied Sciences* 8(2): 313-326.
- Larbi, L. B. T. (1995). *Etude générale des apports, 2e^{me} rapport*. A.N.R.H. Alger, Algérie.
- Lvovitch, M. (1958). "Streamflow Formation Factors." *Intern. Assoc. Sci. Hydrol. Publ.* 45 : 122-132.
- McMahon, T., B. Finlayson, et al. (2016). "Historical developments of models for estimating evaporation using standard meteorological data." *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water* 3(6): 788-818.
- McMahon, T., M. Peel, et al. (2013). "Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis." *Hydrology and Earth System Sciences* 17(4) : 1331-1363.
- Mebarki, A. (2005). "Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : ressources en eau, aménagement et environnement." Université Mentouri de Constantine, Thèse d'Etat.
- Meddi, M. and S. Toumi (2014). "Study of the interannual rainfall variability in northern Algeria." *Revue LJEE* (23).

- Medinger, G. (1948). "Tableau général de l'hydrologie algérienne dans Hydrologie Algérienne, recueil des observations de 1924 à 1946." SCEGGT Alger, Algérie.
- Medjerab, A. and L. Henia (2005). "Régionalisation des pluies annuelles dans l'Algérie nord-occidentale." *Revue Géographique de l'Est* 45(2).
- Mekhloufi, N. (2014). "Prédétermination et Prévision des étiages des Oueds de l'Algérie Septentrionale." Mémoire de Magistère de l'Université de Kasdi Merbah Ouargla, faculté des sciences pratique département d'Hydraulique et Génie Civil, 120p.
- Mezentsev, V. (1955). "More on the calculation of average total evaporation." *Meteorol. Gidrol* 5(2426.28).
- Milly, P. (1994). "Climate, inter-seasonal storage of soil water, and the annual water balance." *Advances in Water Resources* 17(1-2): 19-24.
- Milly, P. (1994). "Climate, soil water storage, and the average annual water balance." *Water Resources Research* 30 (7) : 2143-2156.
- Mimeche, O., O. Adjissi et al (2019). Modélisation de l'écoulement moyen à l'échelle interannuel pour les bassins du Nord de l'Algérie. Conférence: RNGCH'2019. Skikda.
- Mimeche, O., A. Aieb, et al. (2022). "A Novel Interannual Rainfall Runoff Equation Derived from Ol'Dekop's Model Using Artificial Neural Networks." *Sensors* 22(12): 4349.
- Mosavi, A., P. Ozturk, et al. (2018). "Flood prediction using machine learning models: Literature review." *Water* 10 (11) : 1536.
- Musy, A. and C. Higy (2004). *Hydrologie : Une science de la nature*, PPUR presses polytechniques.
- Nedjraoui, D. (2003). "Profil fourrager." Université des Sciences et de la Technologie H. Boumediène (USTHB). Alger.
- Ning, T., Z. Li, et al. (2017). "Vegetation dynamics and climate seasonality jointly control the interannual catchment water balance in the Loess Plateau under the Budyko framework." *Hydrology and Earth System Sciences* 21(3): 1515-1526.
- Ol'Dekop, E. (1911). "On evaporation from the surface of river basins." *Transactions on meteorological observations* 4 : 200.
- Oudin, L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global, ENGREF (AgroParisTech).
- Oudin, L., V. Andréassian, et al. (2008). "Has land cover a significant impact on mean annual streamflow? An international assessment using 1508 catchments." *Journal of Hydrology* 357(3-4): 303-316.
- Oulhaci, D. (2016). Ruissellement interannuel en Algérie septentrionale (relation entre, ruissellement pluie et évaporation). Thèse de doctorat, université Kasdi Merbah Ouargla.
- Padoun, J. (1974). Le module interannuel et le bilan hydrologique des oueds de l'Algérie septentrionale, Résumé de thésis. Traduction du Russe.

- Penck, A. (1896). Untersuchungen über Verdunstung und Abfluss von grosseren Landflächen, Hölzel.
- Penman, H. L. (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass." Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences 193(1032): 120-145.
- Pike, J. (1964). "The estimation of annual run-off from meteorological data in a tropical climate." Journal of Hydrology 2(2): 116-123.
- Poonia, V. and H. L. Tiwari (2020). "Rainfall-runoff modeling for the Hoshangabad Basin of
- Potter, N., L. Zhang, et al. (2005). "Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments." Water Resources Research 41(6).
- Richard, A. (2014). Analyse du cycle hydrologique en climat soudanien au Bénin : vers une modélisation couplée des processus latéraux et verticaux.
- Roche, M. (1963). Hydrologie de surface.
- Saidi, A. (1990). "Bilan des connaissances sur l'apport moyen en Algérie (Analyse bibliographique)."
- Samie, C. (1956). " Monographie du bassin de la Mafragh, Alger." Annuaire hydrologique de l'Algérie.
- Sarvary (1987). Ressources en eau de surface. Estimation des apports annuels en Algérie du Nord. Révision et mise au point des travaux de DERI J.1977, Rapport interne, I.N.R.H., Constantine, 24 p.
- Schreiber, P. (1904). "Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa." Z. Meteorol 21(10): 441-452.
- Seo, Y., S. Kim, et al. (2018). "Machine learning models coupled with variational mode decomposition: A new approach for modeling daily rainfall-runoff." Atmosphere 9(7): 251.
- Shan, X., X. Li, et al. (2019). "Towards understanding the mean annual water-energy balance equation based on an ohms-type approach." Hydrology and Earth System Sciences Discussions: 1-17.
- Shiklomanov, I. (1989). "Climate and water resources." Hydrological sciences journal 34(5): 495-529.
- Sivapalan, M. (2003). "Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology." Hydrological Processes 17(15): 3163-3170.
- Sogreah (1989). " Etude méthodologique sur l'hydrologie des retenues collinaires et mise en oeuvre d'outils de calculs au service des directions de l'hydraulique de wilayate, A.N.R.H., Alger (Résumé et synthèse de A. Smati, A.N.R.H. 1996)."
- Souleyman, S. (2020). "L'innovation une problématique de la gestion de l'eau en Algérie Innovation a problem of water management in Algeria."

- Stan, F., L. Zaharia, et al. (2015). Variabilité spatiale et temporelle de l'évaporation dans la Plaine roumaine. Actes du Colloque de l'Association Internationale de Climatologie.
- Taïbi, R. (1993). "Contribution à l'étude de l'écoulement des cours d'eau de l'Algérie septentrionale : essai de régionalisation."
- Taïbi, S., M. A. Feddal, et al. (2017). Etat de la variabilité pluviométrique du nord de l'Algérie entre 1936 et 2016 : un retour vers la normale. 7e conférence, Ressources en Eau & Changement Climatique « Impacts Anthropiques et Climatiques sur la Variabilité des Ressources en Eau ». Hammamet.
- Tokar, A. S. and M. Markus (2000). "Precipitation-runoff modeling using artificial neural networks and conceptual models." *Journal of Hydrologic Engineering* 5(2): 156-161.
- Touazi, M., J. P. Laborde, et al. (2004). "Modelling rainfall-discharge at a mean inter-yearly scale in northern Algeria." *Journal of Hydrology* 296(1-4): 179-191.
- UNIES, N. (2005). Rapport national sur la mise en valeur des ressources en eau en Algérie.
- Vojejkov, A. (1948). "Klimaty zemnogo shara iv osobennosti v Rossii (Climates of the world, with special reference to Russia). In." *Selected Works, Moscow-Leningrad* 1: 163-750.
- Wang, C., S. Wang, et al. (2016). "Advances in hydrological modelling with the Budyko framework: A review." *Progress in Physical Geography* 40(3): 409-430.
- Wang, D. (2012). "Evaluating interannual water storage changes at watersheds in Illinois based on long-term soil moisture and groundwater level data." *Water Resources Research* 48(3).
- Wang, Y., Y. Luo, et al. (2021). "Modelling interannual variations in catchment evapotranspiration considering vegetation and climate seasonality using the Budyko framework." *Hydrological Processes* 35(4): e14118.
- Wu, C., P. J.-F. Yeh, et al. (2017). "Modeling water balance using the Budyko framework over variable timescales under diverse climates." *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*: 1-33.
- Xiang, K., Y. Li, et al. (2020). "Similarity and difference of potential evapotranspiration and reference crop evapotranspiration—a review." *Agricultural Water Management* 232: 106043.
- Xiong, L. and S. Guo (2012). "Appraisal of Budyko formula in calculating long-term water balance in humid watersheds of southern China." *Hydrological Processes* 26(9): 1370-1378.
- Xu, C.-Y. and V. P. Singh (1998). "A review on monthly water balance models for water resources investigations." *Water resources management* 12(1): 20-50.
- Xu, X., W. Liu, et al. (2013). "Local and global factors controlling water-energy balances within the Budyko framework." *Geophysical Research Letters* 40(23): 6123-6129.

- Yagoub, H. (2015). "Cartographie et suivi du couvert végétal des zones semi-arides par l'imagerie satellitaire." Doctorat Es-Science, Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed Boudiaf, Faculté de Physique : 150.
- Yang, D., F. Sun, et al. (2007). "Analysing spatial and temporal variability of annual water-energy balance in non humid regions of China using the Budyko hypothesis." *Water Resources Research* 43(4).
- Yang, H. and D. Yang (2011). "Derivation of climate elasticity of runoff to assess the effects of climate change on annual runoff." *Water Resources Research* 47(7).
- Yang, H., D. Yang, et al. (2008). "New analytical derivation of the mean annual water-energy balance equation." *Water Resources Research* 44(3).
- Yokoo, Y., M. Sivapalan, et al. (2008). "Investigating the roles of climate seasonality and landscape characteristics on mean annual and monthly water balances." *Journal of Hydrology* 357(3-4): 255-269.
- Zerouali, B., N. Al-Ansari, et al. (2021). "An enhanced innovative triangular trend analysis of rainfall based on a spectral approach." *Water* 13(5): 727.
- Zhang, L., W. Dawes, et al. (2001). "Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale." *Water Resources Research* 37(3): 701-708.
- Zhang, L., K. Hickel, et al. (2004). "A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration." *Water Resources Research* 40(2).
- Zhang, L., N. Potter, et al. (2008). "Water balance modelling over variable time scales based on the Budyko framework—Model development and testing." *Journal of Hydrology* 360(1-4): 117-131.
- Zoubir, G. (2015). "Contribution de la gravimétrie à la cartographie des structures géologiques régionales du Nord de l'Algérie."

Sites internet

<http://www.carte-algerie.com/>, consulté en novembre 2021.

<https://www.ncdc.noaa.gov/>, consulté en mai 2021.

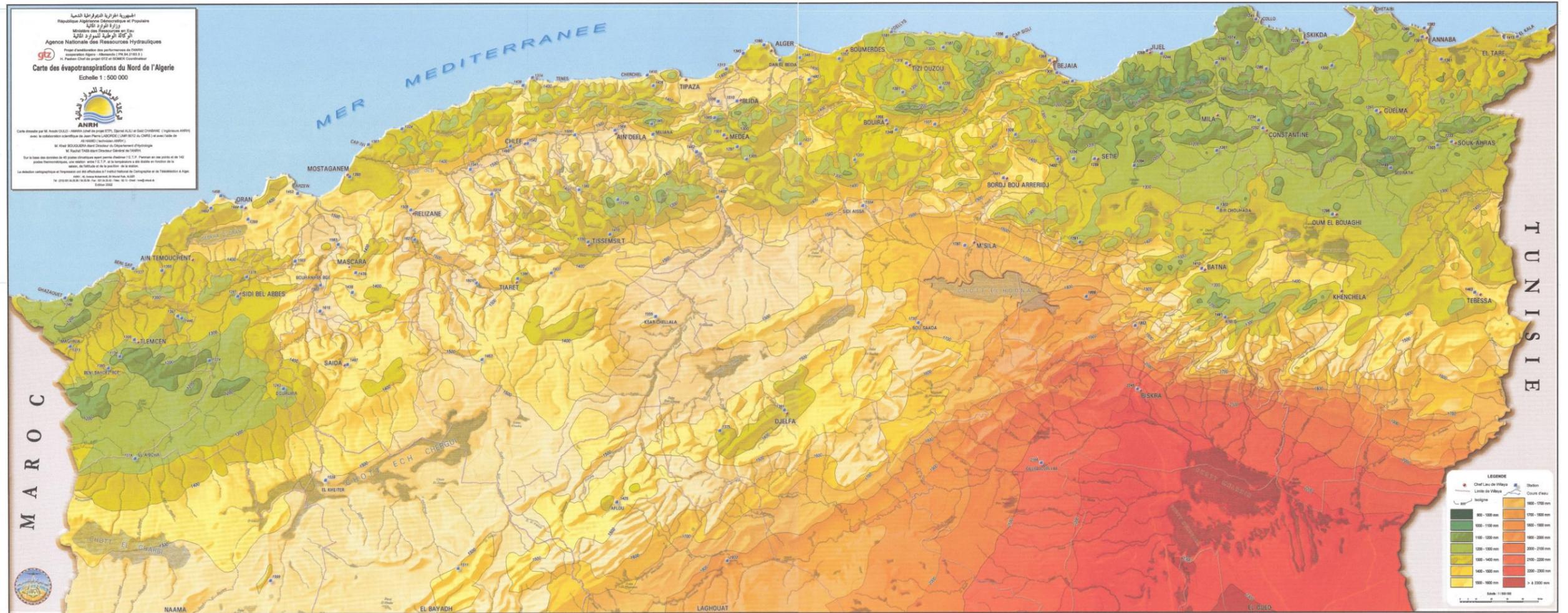
<https://fr.climate-data.org/>, consulté en mai 2021.

Annexes

Annexe 2 : La carte d'évapotranspiration potentielle (ETP) de l'Algérie (ANRH, 2002)

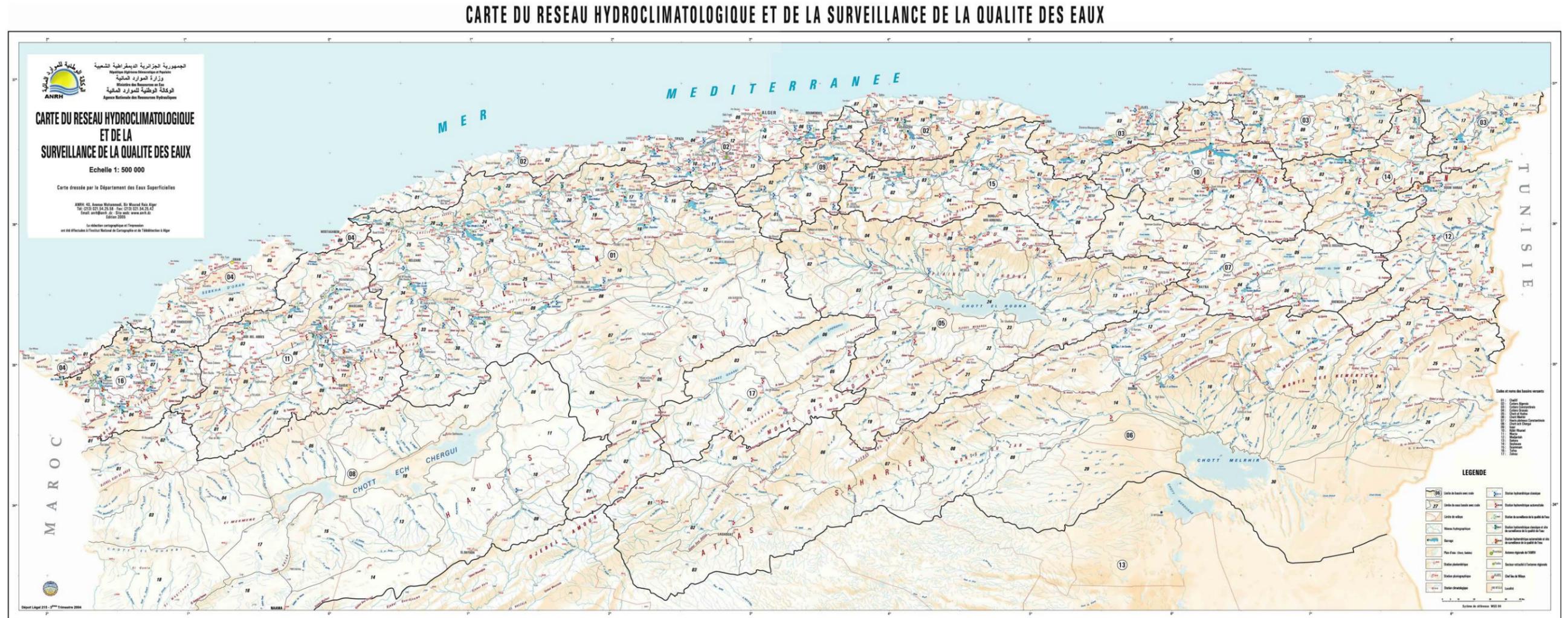
Echelle 1/500000.

CARTE DES EVAPOTRANSPIRATIONS DU NORD DE L'ALGERIE



Annexe 3 : La carte du réseau hydrographique et de la surveillance de la qualité des eaux (ANRH, 2005-2)

Echelle 1/500000.



Annexe 4 : Les principales caractéristiques morphométriques et physiques des bassins versants sélectionnés (S : superficie du bassin versant ; L_c : longueur des coure d'eau ; H_o : élévation moyenne du bassin ; H_{min} et H_{max} : élévation minimale et maximale du bassin ; $(X ; Y)$: les positions géographiques en degré décimale du centre hydrologique du bassin).

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>H_o</i>	<i>H_{max}</i>	<i>H_{min}</i>
<i>Chélif</i>	010711	Sousselem	Ferme Ferhat	1,55	35,15	490	48,6	1135	1341	906
	010907	Nahr Ouasse	Ain Sebain	1,42	35,30	515	47,6	1007	1202	919
	011501	Harbil	Tamesguida	2,76	36,23	157	24,9	842	1124	606
	011602	Deurdeur	Sidi Mokrefi	2,18	35,92	500	42,4	1027	1555	599
	011715	Herraza	El Ababsa	2,04	36,09	102	24,0	538	710	365
	011801	Abda	Arib	2,13	36,37	270	29,5	733	1163	390
	012004	Tikazale	CW 54	1,72	36,33	130	24,6	485	834	262
	012201	Ouahrane	Ouled Fares	1,30	36,30	260	39,9	363	671	180
	012311	Sly	Ouled Ben Aek	1,47	35,81	1225	91,9	732	1309	222
	012501	Oued Lili	Tiguiguest	1,43	35,47	420	45,9	811	1034	470
	012601	Riou	Ammi Moussa	1,19	35,57	1890	114,0	671	1050	219
	013001	Taht	Kef Mahboula	0,91	35,13	680	51,2	879	1213	580
	013301	El Abda	Takhmaret	0,78	34,89	1550	75,1	1011	1339	683
	013302	EL Abd	Ain Hamara	0,64	35,23	2480	117,7	897	1268	368
	013401	Haddad	Sidi Aek Djilali	0,47	35,33	470	44,8	592	1028	261
<i>Côtièrs Algérois</i>	020114	Kramis	Kramis	0,74	36,19	389	39,7	383	553	180
	020207	Allalah	Sidi Akacha	1,25	36,40	295	34,2	331	703	153
	020301	El Hachem	Bordj Ghobrini	2,27	36,50	213	35,0	393	988	95
	020318	Boukrika	Hadjout	2,46	36,47	72	24,5	280	576	76
	020808	M'létat	Azzoufoun	4,36	36,85	35	12,7	530	853	126
	021002	Bouroumi	Takzoult	2,61	36,34	215	40,1	531	987	221
	021007	Djer	El Afroun	2,40	36,35	395	50,5	503	1013	165
	021011	Bouroumi	Attatba	2,53	36,39	860	77,0	366	1013	54
	021126	Chiffa	Les gorges	2,83	36,29	316	35,0	854	1169	555
	021201	Mazafran	P fer de cheval	2,63	36,43	1900	98,9	405	1169	13
	021301	El Harrach	Roche des pigeon	2,99	36,40	387	33,1	845	1184	372
	021513	Boubhir	Boubroune	4,45	36,60	480	36,9	820	1503	207
	021605	Diss	Freha	4,40	36,73	100	19,5	466	815	149
	021715	Aissi	P, RN 12	4,18	36,55	460	39,6	768	1569	338
	021803	Sebaou	Belloua	4,27	36,65	1490	65,6	805	1569	110
021905	El hammam	Zaouia	3,88	36,50	71	14,6	473	944	307	
021909	Bougdoura	RN 25	3,95	36,57	556	38,8	300	1553	199	

Annexe 4 : Les principales caractéristiques morphométriques et physiques des bassins versants sélectionnés (suite du tableau).

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>Ho</i>	<i>H_{max}</i>	<i>H_{min}</i>
<i>Côtiers Constantinois</i>	030310	Cotiers Jijel	El Mkaceb	5,76	36,76	19	7,4	142	262	58
	030334	Cotiers Jijel	Chedia	5,85	36,73	41	13,4	425	685	165
	030408	Djen Djen	Oued Missa	5,67	36,58	316	50,8	880	1434	478
	030701	Guebli	Guenitra	6,57	36,66	202	22,0	460	1029	201
	030702	Guebli	Sidi Mezghich	6,70	36,63	100	19,0	367	647	219
	030901	Saf-Saf	Khemakhem	6,89	36,51	304	26,9	628	1021	342
	031101	Kebir ouest	Ain Cherchar	7,23	36,68	1130	56,5	293	936	41
	031102	Hammam	Bekouche Lakh	7,27	36,58	485	34,2	374	936	116
	031601	Kebir (est)	Ain El Assel	8,48	36,65	680	40,9	379	904	76
	031605	Zitoune	Gué Zitoune	8,15	36,56	160	26,7	357	779	157
<i>Côtiers Oranais</i>	040101	Tlata	Ghazaouet	-1,77	35,03	100	7,5	378	790	168
	040220	El Mallah	Turgo Nord	-1,04	35,31	697	65,3	318	718	48
	040403	Besbes	CW 18	-0,87	35,28	108	28,8	503	793	193
<i>Chott Hodna</i>	050801	Loughmane	Ced Fagues	4,31	35,90	334	34,9	961	1600	570
	050901	Ksob	Medez	4,81	35,88	1330	73,0	1080	1875	637
	051101	Soubella	Sidi Oudeh	5,15	35,78	176	33,2	1183	1483	904
<i>Chott Melghir</i>	060104	M 'Zi	Seklafa	2,18	34,00	766	49,1	1296	1483	1083
	061201	El Hai	El Kantara	5,97	35,39	1170	76,4	1184	1937	611
	061301	Djemorah	Djemorah	6,08	35,20	595	72,2	1315	2035	518
	061502	El Biod	Mchounech	6,27	35,13	1051	91,6	1246	1877	377
	061801	El Arab	Khanga S N	6,91	35,12	2085	127,0	1106	1885	225
	061811	Mellagou	Ktef Essouda	6,76	35,26	561	54,0	1262	1885	899
	062308	Cheria	Ain Bebouche	7,80	35,30	785	55,6	1194	1536	1087
<i>Hauts plateaux Constantinois</i>	070301	El mahder	Fesdis	6,18	35,53	289	26,6	1225	1665	1002
	070401	Soultez	Timgad pond	6,34	35,50	194	29,8	1269	1751	1026
	070403	Reboa	Reboa	6,41	35,41	296	41,2	1434	2034	1042
	070501	Chemora	Chemora	6,43	35,48	765	66,4	1378	2034	878
	070601	Taorist	Yabous	6,62	35,35	77	12,9	1563	1886	1284
	070702	Ghueiess	Foum El Ghuei	6,90	35,40	144	19,4	1317	1786	1026
	<i>Isser</i>	090101	Malah Ouest	Mezahim	3,17	36,05	662	58,8	956	1231
090305		Maleh Est	Beni Slimane	3,36	36,10	273	35,0	940	1195	681
090309		Zeroua	Dechmya	3,57	36,10	73	10,6	1150	1422	984
090408		Isser	La Traille	3,16	36,24	1390	104,6	837	1422	476

Annexe 4 : Les principales caractéristiques morphométriques et physiques des bassins versants sélectionnés (suite et fin du tableau).

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>X</i>	<i>Y</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>H_o</i>	<i>H_{max}</i>	<i>H_{min}</i>
<i>Kebir Rhumel</i>	100109	El Kebir	Douar Tassadan	5,65	36,38	960	70,2	955	1352	498
	100208	Boussellam	Koudiat Tendar	5,89	36,29	170	21,7	950	1219	723
	100301	Rhumel	O Atmania	6,02	36,16	1130	60,5	905	1175	748
	100403	Rhumel	Smara	6,15	36,18	2200	94,1	880	1175	646
	100501	Bou Merzou	El Khroub	6,73	36,09	1630	68,1	871	1254	613
	100602	Smendou	Bouchdira	6,66	36,49	295	51,6	665	1111	384
	100702	El Kebir	Boussiaba	6,40	36,73	465	47,6	394	1009	103
<i>Macta</i>	110201	Mekerra	Chanzi	-0,84	34,77	1890	91,1	1104	1400	687
	110301	Mekerra	Sidi Bel Abbas	-0,90	34,77	3000	132,0	982	1400	465
	111129	Saida	Sidi Boubek	0,17	34,99	552	49,5	873	1143	612
	111412	Froha	Ghriss	0,26	35,21	132	29,0	848	1057	510
	111425	Maoussa	Khalouia	0,30	35,47	196	12,0	695	776	572
<i>Medjerda</i>	120101	Medjerda	SoukAhras	7,75	36,24	217	39,9	879	1092	700
	120309	Chabro	Morsott	8,01	35,50	1305	62,0	974	1454	721
	120509	Ain Zerga	Zerga	8,24	35,59	49	12,9	1049	1156	910
	120515	Erkel	Ain Erkel	8,18	35,54	16	7,1	1245	1319	1173
	120522	El ksob	El Azreg	8,08	35,80	545	44,1	681	1029	507
<i>Seybouse</i>	140202	Cherf	Moulin Rochef	7,46	35,97	1710	57,1	890	1253	759
	140301	Bouhamdane	Medejez amarII	7,05	36,32	1105	98,5	778	1077	323
	140302	Sabath	Bordj Sabath	6,91	36,39	304	33,8	822	1077	671
	140501	Melah	Boucheougouf	7,73	36,36	550	52,0	639	1153	133
	140602	Ressoul	Ain Berda	7,54	36,63	102	24,9	305	631	93
<i>Soumman</i>	150106	Tilesdit	Eddous	3,79	36,32	842	85,0	727	2305	400
	150114	Lekhal	Ain Tasta	3,68	36,12	190	30,6	930	1468	712
	150204	El Asnem	Zaine	3,94	36,12	800	54,0	848	1561	430
	150401	Azrou	Porte de fer	4,35	36,09	605	43,1	880	1566	512
	150601	Bousselam	Fermatou	5,39	36,29	105	14,6	1205	1454	1086
	150701	Bousselam	Ain Zada	5,26	36,05	1800	65,0	1036	1737	825
	150702	Bousselam	Negraoua	5,27	36,05	2350	90,3	1016	1482	837
	150703	Bousselam	Boubireck	5,18	36,15	2960	147,9	986	1482	570
	150901	Bousselam	Sidi Yahia	4,07	36,15	4050	179,8	1082	1482	335
<i>Tafna</i>	160402	Tafna	Beni Bahdel	-1,32	34,67	600	42,7	1125	1413	769
	160426	Tafna	Village Taf	-1,49	34,69	1268	104,9	1079	1583	372
	160601	Chouli	P, RN7	-1,26	34,77	170	29,0	1225	1404	826
	160614	Isser	Sidi Aissa	-1,04	34,90	866	60,6	950	1404	447
	160702	Isser	Ben Sekran	-1,01	34,96	1230	95,3	821	1404	345
	160704	Sokkak	Ain Youcef	-1,33	34,89	320	51,9	771	1404	252

Annexe 5 : classification des étages climatiques selon l'indice d'aridité de De-Martonne

L'indice d'aridité de De Martonne est un indice d'aridité-humidité applicable localement, il est aussi l'un des indices d'aridité les plus appliqués en raison de son efficacité et de son faible besoin en données. Il quantifie le degré de la présence ou le manque d'eau présente à un endroit donné (Balta,s 2007).

Pour plus de détails consulter l'étude de Derdous et al (2021) qui fournit une classification climatique précise sur la base de l'aridité dans le nord de l'Algérie.

L'indice I_a proposé par De-Martonne (1925), est calculé selon l'équation suivante :

$$I_a = P / (T + 10)$$

Avec

- P : précipitation moyenne annuelle (mm) ;

- T : température moyenne annuelle de l'air (c°) ;

La classification climatique selon l'indice de De Martonne est basée sur les valeurs de I_a et ou sur les valeurs de pluie équivalent P est présentée dans le tableau suivant.

Climat	Valeurs de I_a	Valeurs de P (mm)
Aride	$I_a < 10$	$P < 200$
Semi-aride	$10 \leq I_a \leq 20$	$200 \leq P < 400$
Méditerranéen	$20 \leq I_a < 24$	$400 \leq P < 500$
Semi-humide	$24 \leq I_a < 28$	$500 \leq P < 600$
Humide	$28 \leq I_a < 35$	$600 \leq P < 700$
Très humide	$a.35 \leq I_a \leq 55$	$700 \leq P < 800$
Extrêmement humide	$I_a > 55$	$P > 800$

Annexe 6 : Les résultats finals du calcul de l'EMI dans les différentes zones climatiques et géographiques de l'Algérie (P_o : pluie moyenne interannuelle ; ETP : évapotranspiration potentielle ; T_{moy} : température moyenne ; S : superficie du bassin versant ; L_c : longueur du coure d'eau ; I_a : Indice d'aridité De-Marthon ; $E_{o, réel}$: écoulement mesuré dans le cous d'eau ; $E_{o, estimé}$: écoulement estimé avec la nouvelle méthode).

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>P_o</i>	<i>ETP</i>	<i>T_{moy}</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>I_a</i>	<i>E_{o, réel}</i>	<i>E_{o, estimé}</i>
<i>Bassin cheliff</i>	010711	Sousselem	Ferme Ferhat	305	1420	14,28	490	48,6	12,6	15,1	15,3
	010907	Nahr Ouassel	Ain Sebain	368	1437	14,09	515	47,6	15,3	24,0	24,9
	011501	Harbil	Tamesguida	556	1350	16,19	157	24,9	21,2	81,5	76,5
	011602	Deurdeur	Sidi Mokrefi	483	1325	14,50	500	42,4	19,7	55,0	53,4
	011715	Herraza	El Ababsa	387	1415	15,17	102	24,0	15,4	31,1	30,0
	011801	Abda	Arib	765	1390	15,17	270	29,5	30,4	169,0	173,6
	012004	Tikazale	CW 54	585	1395	18,16	130	24,6	20,8	89,0	81,2
	012201	Ouahrane	Ouled Fares	516	1410	18,30	260	39,9	18,2	61,0	55,5
	012311	Sly	Ouled Ben AEK	413	1445	14,28	1225	91,9	17,0	30,0	31,5
	012501	Oued Lili	Tiguiguest	330	1400	14,28	420	45,9	13,6	19,2	19,1
	012601	Riou	Ammi Moussa	355	1465	14,28	1890	114,0	14,6	19,5	20,5
	013001	Taht	Kef Mahboula	350	1520	16,73	680	51,2	13,1	18,8	19,1
	013301	El Abda	Takhmaret	304	1515	15,48	1550	75,1	11,9	12,5	13,2
	013302	EL Abd	Ain Hamara	295	1500	15,48	2480	117,7	11,6	14,3	11,8
	013401	Haddad	Sidi AEK Djilali	329	1510	16,73	470	44,8	12,3	16,6	16,6
<i>Côtiers Algérois</i>	020114	Kramis	Kramis	400	1350	17,96	389	39,7	15,8	40,0	31,5
	020207	Allalah	Sidi Akacha	580	1460	18,35	295	34,2	20,5	76,5	73,7
	020301	El Hachem	Bordj Ghobrini	650	1415	15,17	213	35,0	25,8	110,0	112,0
	020318	Boukrika	Hadjout	562	1445	17,62	72	24,5	20,4	79,0	73,5
	020808	M'létat	Azzoufoun RN	955	1250	14,50	35	12,7	42,2	397,0	389,8
	021002	Bouroumi	Takzoult	630	1350	16,59	215	40,1	23,7	110,0	101,8
	021007	Djer	El Afroun	655	1415	16,95	395	50,5	24,3	108,0	105,1
	021011	Bouroumi	Attatba	643	1445	18,22	860	77,0	22,8	95,0	91,8
	021126	Chiffa	Les gorges	780	1370	14,35	316	35,0	32,0	177,0	186,8
	021201	Mazafran	P fer de chaval	695	1340	18,23	1900	98,9	24,6	125,0	116,6
	021301	El Harrach	Roche pigeons	810	1375	17,29	387	33,1	29,7	191,0	188,8
	021513	Boubhir	Boubroune	787	1314	14,44	480	36,9	32,2	188,0	194,1
	021605	Diss	Freha	940	1300	15,03	100	19,5	37,5	320,0	323,9
	021715	Aissi	P, RN 12	852	1210	17,18	460	39,6	31,3	255,0	236,3
	021803	Sebaou	Belloua	963	1320	16,36	1490	65,6	36,5	287,0	293,8
	021905	El hammam	Zaouia	765	1337	16,96	71	14,6	28,4	192,0	181,1
	021909	Bougdoura	RN 25	1075	1200	15,73	556	38,8	41,0	450,0	436,9

Annexe 6 : Les résultats finals du calcul de l'EMI dans les différentes zones climatiques et géographiques de l'Algérie (suite du tableau)

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>P_o</i>	<i>ETP</i>	<i>T_{moy}</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>I_a</i>	<i>E_o ;réel</i>	<i>E_o ;estimé</i>
<i>Côtiers Constantinois</i>	030310	Cotiers Jijel	El Mkaceb	900	1225	13,40	19	7,4	38,5	349,0	345,3
	030334	Cotiers Jijel	Chedia	1025	1250	13,03	41	13,4	46,7	489,0	473,8
	030408	Djen Djen	Oued Missa	1107	1190	14,08	316	50,8	46,0	497,0	499,5
	030701	Guebli	Guenitra	650	1205	17,19	202	22,0	23,9	138,0	122,4
	030702	Guebli	Sidi Mezghich	630	1200	16,41	100	19,0	23,9	131,0	118,0
	030901	Saf-Saf	Khemakhem	598	1230	17,44	304	26,9	21,8	110,0	94,4
	031101	Kebir (ouest)	Ain Cherchar	610	1285	18,31	1130	56,5	21,5	99,0	88,5
	031102	Hammam	Bekouche Lakhd	575	1285	18,31	485	34,2	20,3	90,0	78,8
	031601	Kebir (est)	Ain El Assel	795	1290	17,43	680	40,9	29,0	196,0	184,5
	031605	Zitoune	Gué Zitoune	685	1285	17,93	160	26,7	24,5	149,0	130,5
<i>Côtiers Oranais</i>	040101	Tlata	Ghazaouet	391	1350	16,91	100	7,5	14,5	34,7	31,9
	040220	El Mallah	Turgo Nord	351	1355	17,43	697	65,3	12,8	23,0	20,1
	040403	Besbes	CW 18	330	1365	15,53	108	28,8	12,9	22,0	19,8
<i>Chott Hodna</i>	050801	Loughmane	Ced Fagues	335	1560	15,73	334	34,9	13,0	17,0	18,1
	050901	Ksob	Medez	325	1410	13,97	1330	73,0	13,6	17,0	17,4
	051101	Soubella	Sidi Oudeh	319	1389	12,87	176	33,2	14,0	19,0	19,3
<i>Chott Melghir</i>	060104	M 'Zi	Seklafa	280	1570	13,20	766	49,1	12,1	10,0	11,9
	061201	El Hai	El Kantara	309	1410	15,07	1170	76,4	12,3	15,0	14,7
	061301	Djemorah	Djemorah	322	1610	21,76	595	72,2	10,1	14,0	12,6
	061502	El Biod	Mchounech	308	1610	21,76	1051	91,6	9,7	12,0	10,9
	061801	El Arab	Khanga S N	285	1500	12,60	2085	127,0	12,6	10,5	12,0
	061811	Mellagou	Ktef Essouda	308	1420	12,60	561	54,0	13,6	15,5	16,5
	062308	Cheria	Ain Bebouche	262	1415	13,90	785	55,6	11,0	10,0	10,2
<i>Hauts plateaux Constantinois</i>	070301	El mahder	Fesdis	369	1410	14,22	289	26,6	15,2	26,0	26,5
	070401	Soultez	Timgad pond	323	1365	13,85	194	29,8	13,5	20,0	19,4
	070403	Reboa	Reboa	401	1295	13,85	296	41,2	16,8	37,0	34,5
	070501	Chemora	Chemora	336	1350	11,58	765	66,4	15,6	20,5	21,8
	070601	Taorist	Yabous	388	1400	12,84	77	12,9	17,0	32,5	34,5
	070702	Ghueiess	Foum El Ghueiss	460	1415	13,83	144	19,4	19,3	47,0	49,4
<i>Isser</i>	090101	Malah Ouest	Mezahim	385	1375	12,30	662	58,8	17,3	28,5	30,2
	090305	Maleh Est	Beni Slimane	437	1372	13,98	273	35,0	18,2	42,0	41,8
	090309	Zeroua	Dechmya	400	1295	14,28	73	10,6	16,2	39,0	37,1
	090408	Isser	La Traille	664	1380	15,33	1390	104,6	26,2	120,0	109,1
<i>Kebir Rhumel</i>	100109	El Kebir	Douar Tassadane	590	1297	12,99	960	70,2	25,7	91,0	92,4
	100208	Boussellam	Koudiat Tendart	400	1195	14,60	170	21,7	16,2	43,0	37,0
	100301	Rhumel	O Atmania	315	1245	13,97	1130	60,5	13,1	19,5	17,7
	100403	Rhumel	Smara	331	1250	14,44	2200	94,1	13,5	21,0	19,1

Annexe 6 : Les résultats finals du calcul de l'EMI dans les différentes zones climatiques et géographiques de l'Algérie (suite et fin du tableau).

	<i>Code</i>	<i>Oued</i>	<i>Station</i>	<i>P_o</i>	<i>ETP</i>	<i>T_{moy}</i>	<i>S</i>	<i>L_c</i>	<i>I_a</i>	<i>E_o ;réel</i>	<i>E_o ;estimé</i>
	100501	Bo Merzoug	El Khroub	329	1235	14,45	1630	68,1	13,5	21,5	19,4
	100602	Smendou	Bouchdira	565	1180	15,70	295	51,6	22,0	101,0	85,7
	100702	El Kebir	Boussiaba	850	1210	16,94	465	47,6	31,4	250,0	233,6
<i>Maata</i>	110201	Mekerra	Chanzi	326	1285	14,42	1890	91,1	13,4	19,5	18,1
	110301	Mekerra	Sidi Bel Abbas	242	1310	15,48	3000	132,0	9,5	8,5	7,6
	111129	Saida	Sidi Boubek	330	1450	16,55	552	49,5	12,4	24,0	17,1
	111412	Froha	Ghriss	375	1395	15,48	132	29,0	14,7	29,0	27,1
	111425	Maoussa	Khalouia	332	1495	16,68	196	12,0	12,4	18,5	18,9
<i>Medjerda</i>	120101	Medjerda	SoukAhras	595	1303	16,59	217	39,9	22,4	100,0	90,1
	120309	Chabro	Morsott	222	1330	15,23	1305	62,0	8,8	7,0	6,4
	120509	Ain Zerga	Zerga	341	1380	15,37	49	12,9	13,4	25,0	23,0
	120515	Erkel	Ain Erkel	275	1400	14,53	16	7,1	18,0	27,0	23,0
	120522	El ksob	El Azreg	344	1400	14,53	545	44,1	14,0	21,0	21,0
<i>Seybouse</i>	140202	Cherf	Moulin Rochefor	325	1225	14,06	1710	57,1	13,5	21,0	19,2
	140301	Bouhamdane	Medejez amarII	501	1200	15,12	1105	98,5	19,9	68,0	59,0
	140302	Sabath	Bordj Sabath	516	1220	14,04	304	33,8	21,5	77,0	70,1
	140501	Melah	Bouchegouf	675	1248	16,59	550	52,0	25,4	140,0	125,8
	140602	Ressoul	Ain Berda	568	1217	17,28	102	24,9	20,8	105,0	85,9
<i>Soummam</i>	150106	Tilesdit	Eddous	505	1389	15,81	842	85,0	19,6	55,0	53,2
	150114	Lekhal	Ain Tasta	482	1340	14,83	190	30,6	19,4	57,0	54,3
	150204	El Asnem	Zaine	370	1392	15,58	800	54,0	14,5	25,0	24,1
	150401	Azrou	Porte de fer	299	1404	16,51	605	43,1	11,3	14,5	13,5
	150601	Bousselam	Fermatou	555	1224	12,77	105	14,6	24,4	98,0	94,1
	150701	Bousselam	Ain Zada	380	1370	13,35	1800	65,0	16,3	26,0	27,3
	150702	Bousselam	Negraoua	418	1350	13,35	2350	90,3	17,9	33,0	34,6
	150703	Bousselam	Boubireck	448	1360	13,68	2960	147,9	18,9	39,0	39,7
	150901	Bousselam	Sidi Yahia	419	1365	15,00	4050	179,8	16,8	32,0	31,3
<i>Tafna</i>	160402	Tafna	Beni Bahdel	432	1200	15,07	600	42,7	17,2	47,8	41,9
	160426	Tafna	Village Taf	400	1210	16,33	1268	104,9	15,2	28,0	31,0
	160601	Chouli	P, RN7	413	1215	15,45	170	29,0	16,2	46,0	38,3
	160614	Isser	Sidi Aissa	343	1210	15,48	866	60,6	13,5	19,0	21,8
	160702	Isser	Ben Sekran	400	1290	15,44	1230	95,3	15,7	28,2	30,3
	160704	Sokkak	Ain Youcef	415	1290	16,01	320	51,9	13,5	42,0	30,9

Annexe 7 : Tableau des équations pour l'estimation de l'écoulement moyen interannuel
(Mebarki, 2005 ; Mimeche et al. 2022).

EQUATION	AUTEUR
$E_o = 1024 \times (P_o/1000 - 0.26)^2$	(Coutagne, 1949)
$E_o = (293 - 2.2 \times \sqrt{S}) \times (P_o/1000)^2$	(Samie, 1956)
$q_o = K_{h_{moy}} \times (0.0019 \times P_o)^{3.75}$	(Padoun, 1974)
$A_o = 0.915 \times (P_o/1000)^{2.684} \times S^{0.842}$	(Deri-Savaray, 1987)
$q_o = 13.23 \times (P_o/1000)^{2.27}$	(Saidi, 1990)
$ETR = P[1 - \exp(-ETP/P)]$	(Schreiber, 1904)
$ETR = ETP \times \tanh(P/ETP)$	(Ol'Dekop, 1911)
$ETR = [P(-\exp(-ETP/P)).ETP \times \tanh(P/ETP)]^{0.5}$	(Budyko, 1958)
$ETR = 2 \times P_o \times ETP/P_o + 2 \times ETP$	(Sharif et al. 2007)
$ETR = [(ETP/P_o)^{-n} + 1]^{1/n}$	(Yang et al. 2008)

Avec :

- q_o : Débit spécifique annuel (l/s/km²) ;
- A_o : Apport annuel moyen (Hm³) ;
- P_o : Seuil d'écoulement annuel (mm) ;
- S : Superficie de bassin versant (km²) ;
- P_a : Lamme précipitée annuelle (mm) ;
- h_{moy} : Hauteur moyenne du bassin versant (m) ;
- n : Paramètre n représente les caractéristiques locales du bassin ;
- E_o : Lamme d'écoulement annuel (mm) ;
- $K_{h_{moy}} = \exp(h_{moy}/3500)$;
- $E_o = P_o - ETR = q_o * 31,536 = A_o * 1000/S$;

الهدف من هذا العمل هو تحقيق تعميم إقليمي لمتوسط الجريان السطحي بين السنوات لأودية شمال الجزائر. تم الحصول على شكل جديد من معادلة Ol'Dékop من خلال تطبيق شبكة عصبية اصطناعية، باستخدام الانحدارات المتعددة كمعادلات تحويل. اعتماداً على مجموعة من المتغيرات المناخية والشكلية التي تم الحصول عليها من 102 من المستجمعات المائية، وهي: الأمطار، ومساحة المستجمعات وطول المجاري المائية، كبيانات إدخال في النموذج الفرعي الأولي المسمى (IRR). بعد ذلك، تم إجراء تحسينه باستخدام مؤشر الجفاف De Marthon، والذي استخدم مقروناً مع كمية الأمطار لمعايرة النموذج النهائي (IRR_F) وإضفاء الطابع الإقليمي عليه. كما تم تطبيق النموذج على منطقة الدراسة بأكملها والتي تتميز بتنوع مناخي وجيوفيزيائي واسع. النموذج المقترح في هذا البحث أظهر أداءً جيداً وتم اثباته بواسطة R^2 و R^2_{Adj} والتي تساوي قيمها 0.99 و 0.99 على التوالي. كما أظهر هذا النموذج أيضاً أنه أكثر استقراراً وأفضل كفاءة في تقدير التدفق المتوسط في جميع مستجمعات المياه مقارنة بالعديد من النماذج الأخرى. قيم التدفق المحسوبة بالنموذج قريبة من القيم المسجلة، كما أن الفروقات بينها لا تتجاوز -6 مم إلى 16 مم، بمتوسط 3.4 مم ما يعادل 4.1%.

كلمات مفتاحية: متوسط الجريان، الأمطار، التبخر، Ol'Dékop، شمال الجزائر، المناخ.

Abstract

The objective of this work is to achieve a territorial generalisation of the mean interannual flow for the wadis of northern Algeria. A new form of the Ol'Dékop equation was obtained by applying an Artificial Neural Network. Multiple regressions were used as transfer functions. A set of climatic and morphometric variables obtained from 102 watersheds, including rainfall, watershed area and stream length, were used as inputs to the sub-model initial (IRR). An improvement was then made using the De Marthon aridity index, which was used in combination with rainfall to calibrate and regionalize the final model (IRR_F). The model was applied to the entire study region, which is characterized by a vast climatic and geophysical diversity. The model proposed in this research work showed good performance, as demonstrated by the parameters R^2 and R^2_{Adj} , which are equal to 0.99 and 0.99 respectively. The model also shows more stability and the best efficiency to estimate the interannual flow in all catchments compared to several other models. The flow values calculated by the model are close to the measured values, and the deviations do not exceed -6 to 16 mm, with an average of 3.4 mm, corresponding to 4.1%.

Keywords: Mean flow, rainfall, evapotranspiration, Ol'Dékop, northern Algeria, climate.

Résumé

L'objectif de ce travail est de parvenir à une généralisation territoriale de l'écoulement moyen interannuel pour les oueds du Nord de l'Algérie. Une nouvelle forme de l'équation de Ol'Dékop a été obtenue en appliquant un Réseau Neuronal Artificiel. Les régressions multiples ont été utilisées comme fonctions de transfert. Un ensemble de variables climatiques et morphométriques obtenues à partir de 102 bassins versant qui sont : la précipitation, la superficie du bassin versant et la longueur des cours d'eau, ont été utilisées comme données d'entrée dans le sous-modèle initiale (IRR). Ensuite, une amélioration a été apportée à l'aide de l'indice d'aridité De Marthon, qui a été utilisé conjointement avec la précipitation pour calibrer et régionaliser le modèle final (IRR_F). Le modèle a été appliqué pour toute la région d'étude, qui se caractérise par une vaste diversité climatique et géophysique. Le modèle proposé dans ce travail à montrer de bonnes performances, prouvés par les paramètres R^2 et R^2_{Adj} , qui sont respectivement égaux à 0.99 et 0.99. Le modèle montre aussi plus de stabilité et la meilleure efficacité pour estimer l'EMI dans tous les bassins versants comparablement à plusieurs autres modèles. Les valeurs des écoulements calculées par le modèle sont proches des valeurs mesurées et les écarts ne dépassent pas - 6 à 16 mm, avec une moyenne de 3.4 mm, ce qui correspond à 4.1%.

Mots clés : Ecoulement moyen, précipitation, évapotranspiration, Ol'Dékop, Nord de l'Algérie, climat.