Évaluation de l'intégration de l'évapotranspiration réelle dans la calibration multi-variable des modèles hydrologiques : application sur trois modèles conceptuels et sur dix-sept bassins versants en Afrique de l'Ouest

MÉMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME D'INGÉNIEUR 2IE AVEC GRADE DE MASTER

SPÉCIALITÉ : GÉNIE DE L'EAU DE L'ASSAINISSEMENT ET DES AMÉNAGEMENTS HYDRO-AGRICOLES (GEAAH)

Présenté et soutenu publiquement le 16 juillet 2026 par

Nazira TINTO (20210111)

Directeur de mémoire :

- **Dr. Roland O. YONABA,** Maître de Conférences (CAMES), Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA), Institut 2iE

Encadrant 2iE :

- **Dr. Fowe TAZEN,** Maître Assistant (CAMES), Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA), Institut 2iE

Structure d'accueil du stage : Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture (LEHSA), Institut 2iE

Jury d'évaluation du mémoire :

Président : Dr. Amadou KEÏTA

Membres et correcteurs : M. Younoussa GAMSONRE
Dr. Axel BELEMTOUGRI

Promotion [2025/2026]

Dédicace

Je dédie ce travail :

À mes très chers parents, **Sayouba TINTO** et **Ida KOMPAORE**, pour tous les sacrifices consentis, l'amour, les conseils, le soutien indéfectible ainsi que les prières qui m'ont accompagné tout au long de mon parcours académique. Vous avez toujours cru en moi et vous m'avez accompagné ; ce travail est avant tout le vôtre.

À mes chers frères, **Cheick TINTO** et **Hicham TINTO**, pour leurs encouragements constants, leur affection et leur présence rassurante.

À mes chers oncles et tantes, pour leurs conseils, leur aide précieuse et leur soutien tout au long de mes études.

À ma meilleure amie, **Hyalène KONSEIGA**, pour sa présence, son écoute, son soutien moral et ses encouragements permanents tout au long de ce parcours. Merci d'être là pour moi.

Que ce mémoire soit l'expression de ma profonde gratitude et l'aboutissement de tous les efforts, des sacrifices et des espoirs placés en moi.

Merci infiniment pour votre présence et votre soutien sans faille.

Merci pour tout famille !!!

Avec toute mon affection et ma reconnaissance.

Remerciements

La réalisation de ce mémoire n'aurait pas été possible sans l'aide, le soutien et l'accompagnement de nombreuses personnes à qui je souhaite exprimer ma profonde gratitude.

- **À l'ensemble du corps professoral et administratif de l'Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE)**, pour la qualité de la formation reçue ainsi que pour les connaissances et les valeurs transmises tout au long de mon parcours académique.
- **Au Dr Ousmane Roland YONABA**, mon directeur de mémoire, à qui j'adresse mes plus sincères et profonds remerciements. Cher Professeur, merci pour votre accompagnement exceptionnel, votre disponibilité, votre patience et vos précieux conseils tout au long de ce travail. Votre soutien constant et votre professionnalisme ont été d'une grande importance pour la réussite de ce mémoire. Travailler sous votre direction a été un immense honneur et une expérience très enrichissante. La simple présence de votre nom sur ce document constitue pour moi un grand honneur et une immense fierté.
- **Au Dr FOWE TAZEN**, mon encadreur, à qui j'adresse mes sincères remerciements. Cher Docteur, merci pour votre disponibilité, votre écoute attentive et les orientations judicieuses que vous m'avez apportées au cours de ce travail. Vos conseils, vos observations pertinentes et vos encouragements ont contribué à améliorer la qualité de ce mémoire et à enrichir ma réflexion. Je vous suis reconnaissante pour le temps consacré à mon encadrement et pour votre précieuse contribution à la réussite de cette étude.
- **Au responsable du LEHSA, le Pr Yacouba KONATE**, ainsi qu'à tout le personnel du laboratoire, pour le cadre de travail agréable et les conditions favorables mises à ma disposition durant ce stage.
- **À M. Soumahila SAKANDE**, pour ses conseils, ses explications et sa disponibilité.
- **À ma famille**, merci pour les conditions de vie, l'amour, les prières, le soutien moral et les encouragements constants tout au long de mes études.
- **À mes amis**, pour leur présence, leur soutien moral et leurs encouragements, tant dans les moments difficiles que dans ceux de réussite.
- **À tous mes camarades de classe et amis**, merci pour les moments de partage, l'esprit d'équipe, la solidarité et les souvenirs inoubliables.
- **À toutes les personnes** qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce mémoire, je tiens à adresser mes sincères remerciements.

Merci à tous pour votre précieux soutien et votre confiance. **Nazira TINTO**

Résumé

La calibration des modèles hydrologiques repose classiquement sur les débits observés à l'exutoire des bassins versants. Cette approche permet souvent de reproduire correctement la dynamique des écoulements, mais elle ne garantit pas toujours une représentation cohérente des autres composantes du bilan hydrologique, notamment l'évapotranspiration réelle (ETR). Cette étude évalue la valeur ajoutée de l'intégration de l'ETR satellitaire comme cible complémentaire dans la calibration de modèles hydrologiques appliqués à 17 bassins versants ouest-africains sur la période 1991-2020.

Trois modèles hydrologiques, GR6J, HBV, IHACRES, ont été évalués selon trois schémas de calibration : une calibration basée uniquement sur les débits observés (*Q_seul*), une calibration basée uniquement sur l'ETR satellitaire issue de GLEAM (*ETR_seul*) et une calibration multi-variable combinant les débits et l'ETR (*Q+ETR*). Les performances ont été analysées à partir de plusieurs critères statistiques ainsi qu'à travers l'évolution des paramètres calibrés et la représentation de l'hydro-climatologie moyenne journalière.

Les résultats montrent que la calibration sur les débits seuls permet d'obtenir des performances satisfaisantes sur Q (KGE = 0,67). Toutefois, cette approche peut conduire à une représentation biaisée de l'ETR, comme observé avec GR6J (PBIAIS = -33,27%). À l'inverse, la calibration sur l'ETR seule améliore la représentation de l'évapotranspiration, mais dégrade fortement la simulation des débits (PBIAIS > 60%). Le schéma *Q+ETR* apparaît comme le meilleur compromis : il maintient des performances acceptables sur les débits tout en corrigeant fortement les biais sur l'ETR (PBIAIS = 0,60%) avec GR6J.

Cette étude montre que l'ETR ne remplace pas le débit comme variable centrale de calibration, mais constitue une contrainte complémentaire utile pour améliorer la cohérence physique des modèles hydrologiques, en particulier dans les contextes sahéliens où l'évapotranspiration représente une composante majeure du bilan hydrique.

Mots-clés :

1 - Débit

2 – Calibration multi-variable

3 - Evapotranspiration réelle (ETR)

4 – Modélisation hydrologique

5 – Sahel

Abstract

Hydrological model calibration is traditionally based on observed streamflow at watershed outlets. This approach often allows the dynamics of streamflow to be reproduced satisfactorily, but it does not always ensure a coherent representation of other components of the hydrological balance, particularly actual evapotranspiration (*AET*). This study assesses the added value of integrating satellite-derived AET as a complementary calibration target in hydrological models applied to 17 West African watersheds over the period 1991-2020.

Three hydrological models, GR6J, HBV, and IHACRES, were evaluated using three calibration schemes: calibration based only on observed streamflow (*Q_only*), calibration based only on GLEAM satellite-derived AET (*AET_only*), and multi-variable calibration combining streamflow and AET (*Q+AET*). Model performances were assessed using several statistical criteria, as well as through the evolution of calibrated parameters and the representation of mean daily hydro-climatology.

The results show that calibration based on streamflow alone provides satisfactory performance for Q (KGE = 0.67). However, this approach may lead to a biased representation of AET, as observed with GR6J (PBIAS = -33.27%). Conversely, calibration based on AET alone improves the representation of evapotranspiration but strongly degrades streamflow simulation (PBIAS > 60%). The *Q+AET* scheme appears to be the best compromise: it maintains acceptable streamflow performance while substantially correcting biases in AET (PBIAS = 0.60% with GR6J).

This study shows that AET does not replace streamflow as the central calibration variable but provides a useful complementary constraint for improving the physical consistency of hydrological models, particularly in Sahelian contexts where evapotranspiration represents a major component of the water balance.

Key words:

1 -Discharge

2 - Multivariable calibration

3 – Actual Evapotranspiration (AET)

4 – Hydrological modelling

5 – Sahel

Liste des abréviations

2iE : Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement
DeOptim : Differential Evolution - DE
DHSVM : Distributed Hydrology Soil Vegetation Model
ECMWF : European Centre for Medium-Range Weather
ESA CCI : European Space Agency Climate Change Initiative
ETP : ÉvapoTranspiration potentielle
ETR : ÉvapoTranspiration réelle
FAO : Food and Agriculture Organization
GR1A : Génie Rural à 1 paramètre Annuel
GR2M : Génie Rural à 2 paramètres Mensuel
GR3J : Génie Rural à 3 paramètres Journalier
GR4J : Génie Rural à 4 paramètres Journalier
GR5J : Génie Rural à 5 paramètres Journalier
GR6J : Génie Rural à 6 paramètres Journalier
GRACE : Gravity Recovery and Climate Experiment
HBV : Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning
HSPF : Hydrologic Simulation Program Fortran
IHACRES : Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall Evapotranspiration and Streamflow
LEHSA : Laboratoire Eaux, Hydro-Systèmes et Agriculture
mHM : Mesoscale Hydrologic Model
NASA : National Aeronautics and Space Administration
NSGA : Nondominated Sorting Genetic Algorithm
OMS : Organisation Mondiale de la Santé
PSO : Particle Swarm Optimization
SCE-UA : Shuffled Complex Evolution - University of Arizona
SUFI-2 : Sequential Uncertainty Fitting version 2
SWAT : Soil and Water Assessment Tool
VIC : Variable Infiltration Capacity

Sommaire

Dédicace ..... ***i***
Remerciements ..... ***ii***
Résumé ..... ***iii***
Abstract ..... ***iv***
Liste des abréviations ..... ***v***
Liste des tableaux ***2***
Liste des figures ***3***
Introduction ***5***
I. Revue de littérature ***8***
I.1. Évapotranspiration réelle dans le cycle hydrologique 8
I.2. Calibration des modèles hydrologiques sur les bassins ouest-africains 15
I.3. Calibration mono-variable basée sur le débit ou sur l'ETR 17
I.4. Calibration multi-variable basée sur le débit et l'ETR 20
I.5. Positionnement du mémoire 22
II. Questions de recherche, hypothèses et objectifs d'étude ***25***
II.1. Questions de recherche et hypothèses de l'étude 25
II.2. Objectifs de l'étude 26
III. Matériel et Méthodes ***27***
III.1. Zone d'étude 27
III.2. Données de l'étude 30
III.3. Modèles hydrologiques 34
III.4. Approches de calibration 41
III.5. Évaluation des modèles 43
IV. Résultats ***46***
IV.1. Description du cadre hydro-climatique des bassins étudiés 46
IV.2. Performances des schémas de calibration 50
IV.3. Effets du schéma de calibration sur les paramètres des modèles 67
IV.4. Comparaison des signatures hydro-climatiques moyennes journalières 77
V. Discussion ***83***
V.1. Valeur ajoutée de l'ETR comme cible de calibration 83
V.2. Effet de l'ETR sur les paramètres des modèles 84
V.3. Effets sur la représentation du fonctionnement hydrologique 85
V.4. Limites de l'étude et perspectives 86
Conclusion ***88***
Bibliographie ***89***

Liste des tableaux

Tableau 1 : Récapitulatif de quelques produits fournissant des données d'évapotranspiration réelle (ETR) 13
Tableau 2 : Caractéristiques morphométriques des bassins étudiés 29
Tableau 3 : Description des paramètres du modèle GR6J 37
Tableau 4 : Description des paramètres du modèle HBV 39
Tableau 5 : Description des paramètres du modèle IHACRES 40
Tableau 6 : Périodes de calibration 41
Tableau 7 : Schémas de calibration des modèles 41
Tableau 8: Temps moyen de calibration par bassin versant 43
Tableau 9 : Métriques de performance utilisées pour l'évaluation des modèles hydrologiques. 44
Tableau 10 : Bilan hydrologique moyen annuel et indices hydro-climatiques des 17 bassins versants étudiés (1991-2020) 49

Liste des figures

Figure 1 : Représentation du bilan hydrologique (image générée avec ChatGPT v5.5)..... 9
Figure 2 : Localisation de la zone d'étude..... 28
Figure 3 : Taux de lacunes par station hydrométrique sur la période (1991-2020) 32
Figure 4 : Module moyen mensuel des 17 bassins sur la période 1991-2020..... 33
Figure 5 : Représentation du fonctionnement du modèle GR6J (Pushpalatha et al., 2011)..... 36
Figure 6 : Représentation du fonctionnement du modèle HBV (Rientjes et al., 2013) 38
Figure 7 : Représentation du fonctionnement du modèle IHACRES (Abushandi and Merkel, 2011)..... 40
Figure 8 : Caractéristiques moyennes des variables hydro-climatiques des 17 bassins versants étudiés..... 47
Figure 9 : Critère KGE des 17 bassins sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration..... 51
Figure 10 : Critères R^2 sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration 53
Figure 11 : Critères RMSE sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration..... 55
Figure 12 : Critères PBIAIS sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration..... 57
Figure 13 : Matrice de métriques des performances du modèle GR6J avec les 3 schémas de calibration..... 60
Figure 14 : Matrice de métriques des performances du modèle HBV avec les 3 schémas de calibration..... 63
Figure 15 : Matrice de métriques des performances du modèle IHACRES avec les 3 schémas de calibration. 66
Figure 16 : Évolution des paramètres du modèle GR6J à travers les 3 schémas de calibration 69
Figure 17 : Évolution des paramètres du modèle HBV à travers trois schémas de calibration. 73
Figure 18 : Évolution des paramètres du modèle IHACRES à travers les 3 schémas de calibration..... 76
Figure 19 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle GR6J 78

Figure 20 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle HBV 80
Figure 21 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle IHACRES 82

Introduction

L'eau constitue l'une des ressources naturelles fondamentales pour la vie sur Terre. Elle est à la fois le moteur de la croissance économique, le support d'écosystèmes sains et le vecteur de l'ensemble des processus naturels, qu'ils soient biologiques, climatiques ou géologiques. Cette importance est reconnue par les grandes institutions internationales, notamment l'Organisation des Nations Unies (ONU), qui affirme que « l'eau est essentielle non seulement pour la santé, mais aussi pour la réduction de la pauvreté, la sécurité alimentaire , la paix , les droits de l'homme et les écosystèmes » (ONU, 2024). Cependant, la disponibilité de cette ressource demeure une préoccupation majeure. Les ressources en eau douce ne représentent que 2,5% des eaux de la planète, dont la majeure partie est immobilisée dans les glaces polaires et les aquifères profonds, laissant une fraction infime disponible pour les besoins des populations et des écosystèmes (ONU-Eau, 2024).

À cette réalité déjà difficile, s'ajoute la pression croissante des changements climatiques, qui constituent une menace supplémentaire pour la disponibilité et la qualité des ressources hydriques. En modifiant les principaux processus du cycle hydrologique, le réchauffement climatique entraîne des changements profonds dans le fonctionnement des ressources en eau (Descroix et al., 2018). Ces perturbations se traduisent concrètement par une modification des régimes de précipitations, une intensification des événements pluvieux extrêmes, une recrudescence des épisodes de chaleur, une augmentation de l'évapotranspiration ainsi que des perturbations du stockage des eaux souterraines (Descroix, 2018; Adeyeri et al., 2020; Merk et al., 2025). Ces effets sont particulièrement préoccupants en Afrique de l'Ouest, où les ressources en eau et les systèmes de production agricole dépendent fortement de la variabilité climatique. La région est en effet fortement tributaire d'une agriculture pluviale qui constitue la principale source de subsistance de ces populations (Yonaba et al., 2024).

Face à ces enjeux, la maîtrise et la gestion durable des ressources en eau s'imposent comme une priorité absolue pour répondre aux besoins croissants des populations. Or, une gestion efficace de la ressource en eau ne peut se concevoir sans une connaissance approfondie du cycle hydrologique. Cette connaissance repose sur la collecte de données hydrologiques fiables, le suivi des bassins versants et l'analyse de leur fonctionnement. En Afrique de l'Ouest, cet impératif se heurte aujourd'hui au déclin des réseaux de mesures in situ et au manque de stations hydrométriques qui compromettent sérieusement la qualité et la disponibilité des données (Herman et al., 2020; Ding and Zhu, 2022).

Cette région constitue à ce titre un terrain d'étude particulièrement pertinent. Soumise à une forte variabilité climatique saisonnière et interannuelle des précipitations, fortement dépendante d'une agriculture pluviale et particulièrement vulnérable aux changements climatiques, l'Afrique de l'Ouest concentre à la fois les enjeux hydrologiques les plus complexes et les déficits de données les plus importants du continent africain (Descroix, 2018; Gbohoui et al., 2024; Yonaba et al., 2024). Face à ces insuffisances, le développement d'outils de modélisation plus performants, capables de pallier le manque d'observations terrain, apparaît comme une nécessité scientifique incontournable.

C'est dans cette perspective que la modélisation hydrologique s'est imposée comme un outil indispensable pour comprendre le fonctionnement des bassins versants et prédire la disponibilité de l'eau sous différentes contraintes climatiques et anthropiques (Sirisena et al., 2020; Kalura et al., 2025). Ces modèles permettent de simuler les mécanismes de transformation de la pluie en débit, de représenter les différentes composantes du bilan hydrologique et de rendre compte d'autres processus hydrologiques tels que les échanges nappe-rivière et les écoulements souterrains. Ils sont largement utilisés pour la prévision hydrologique, l'évaluation des impacts climatiques, la réalisation d'ouvrages hydrauliques ainsi que pour l'aide à la gestion intégrée des ressources en eau.

Le principe fondamental de ces modèles repose sur le bilan hydrologique qui décrit les flux d'eau entrants et sortants d'un bassin versant en partitionnant les précipitations entre l'évapotranspiration, l'écoulement et le stockage dans le sol (Franco et al., 2020). Afin de reproduire au mieux ces composantes les modèles doivent être calibrés à partir de données observées.

Traditionnellement, la calibration des modèles hydrologiques repose sur les données de débit observées, en raison de leur disponibilité relative, de leur caractère intégrateur de la réponse du bassin versant , de leur importance pour la gestion des ressources et des risques hydrologiques (Shah et al., 2021; Ding and Zhu, 2022; Guo et al., 2024). Bien que cette approche soit la plus utilisée, elle présente cependant certaines limites, notamment des problèmes d'équifinalité conduisant à une mauvaise représentation des composantes internes du bilan. Un modèle peut ainsi reproduire fidèlement les débits observés tout en représentant de manière inadéquate les processus physiques du bassin versant.

Par ailleurs, cette approche tend à négliger une autre composante importante du bilan hydrologique : l'évapotranspiration réelle (ETR). Celle-ci représente une part significative des pertes d'eau dans les bassins versants, et peut consommer jusqu'à 80% des précipitations

annuelles. Elle joue également, un rôle dans les interactions du cycle de l'eau, de l'énergie et du carbone, influençant ainsi la dynamique de la végétation, la productivité agricole et le développement de la mousson ouest-africaine (Jung et al., 2019; Adeyeri and Ishola, 2021; Merk et al., 2025; Miralles et al., 2025). Malgré son importance dans le bilan hydrologique et son rôle dans les processus hydrologiques, l'ETR n'est toujours pas assez représenté dans plusieurs modèles hydrologiques principalement en raison des difficultés liées à son estimation.

Les avancées récentes de la télédétection satellitaire offrent désormais de nouvelles perspectives pour lever ces limitations. Les produits satellitaires permettent d'obtenir des informations sur plusieurs données telles que les précipitations, l'évapotranspiration, l'humidité du sol, le stockage de l'eau dans le sol, ouvrant de nouvelles possibilités pour améliorer la calibration des modèles. Dans cette optique, l'intégration de l'ETR dans les approches de calibration mono- et multi-variables apparaît comme une alternative prometteuse. L'approche mono-variable basée sur l'ETR seul est particulièrement pertinente pour les bassins non jaugés ou mal jaugés (Ding and Zhu, 2022; Taia et al., 2023) tandis que l'approche multi-variable (*Q+ETR*) permet de mieux contraindre les paramètres des modèles, de réduire les incertitudes et améliorer la représentation des composantes internes du bilan hydrologique (Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010; Franco et al., 2020; Taia et al., 2023; Guo et al., 2024; Kalura et al., 2025).

C'est dans ce contexte que s'inscrit la présente étude intitulée : « **Évaluation de l'intégration de l'évapotranspiration réelle (ETR) dans la calibration multi-variable des modèles hydrologiques : application sur trois (03) modèles conceptuels et sur dix-sept (17) bassins en Afrique de l'Ouest** ». Elle vise à évaluer dans quelle mesure une calibration intégrant simultanément plusieurs variables, notamment les débits observés et l'évapotranspiration réelle permet d'améliorer la représentation du fonctionnement hydrologique réel de ces bassins, au-delà de la seule reproduction des débits observés.

Afin d'atteindre cet objectif, le présent document est structuré en quatre parties :

- La première présente une revue de littérature sur l'ETR, les modèles hydrologiques et les approches de calibration multivariable des modèles.
- La deuxième décrit la méthodologie de travail adoptée pour atteindre les objectifs de notre étude.
- La troisième expose les résultats obtenus suivis d'une discussion au regard de la littérature existante.
- La quatrième, enfin, conclut et formule des recommandations pour améliorer notre étude.

I. Revue de littérature

I.1. Évapotranspiration réelle dans le cycle hydrologique

I.1.1. Rôle de l'ETR dans le bilan hydrologique

I.1.1.1. Composantes du bilan hydrologique et place de l'ETR

Le cycle hydrologique décrit la circulation de l'eau entre l'atmosphère, la surface terrestre et le sous-sol. À l'échelle d'un bassin versant, il est quantifié par le bilan hydrologique qui met en équilibre les entrées et les sorties d'eau. Ce bilan est représenté par l'**Équation 1 :**

$$P = ETR + Q + \Delta S \qquad \textit{Eq. 1.}$$

Dans cette équation, les précipitations (P) constituent la principale source d'alimentation en eau du bassin. L'ETR correspond à la quantité d'eau effectivement restituée à l'atmosphère par évaporation de surface et par transpiration des plantes. Q désigne le ruissellement qui parvient à l'exutoire et ΔS traduit les variations du stock d'eau dans les sols et les nappes (**Figure 1**).

L'évapotranspiration réelle (ETR) constitue, après les précipitations, la deuxième variable la plus importante du cycle hydrologique en volume. À l'échelle mondiale, elle absorbe en moyenne 60 à 70% des précipitations continentales (Jin et Jin 2020; Do et al. 2024). Ce processus d'absorption repose sur la mobilisation d'une énergie considérable, sous forme de chaleur latente, pour passer de l'eau liquide à la vapeur d'eau. C'est ainsi qu'elle assure le principal mécanisme de retour de l'eau vers l'atmosphère et garantit le couplage entre les cycles de l'eau, du carbone et de l'énergie de surface (Miralles et al., 2025).

Son rôle dépasse le simple cadre hydrologique. La transpiration végétale étant directement liée à l'activité photosynthétique et au développement des plantes, l'ETR permet d'évaluer le niveau de stress hydrique subi par la végétation. Elle est également utilisée comme proxy pour suivre la consommation en eau des cultures dans le cadre de l'irrigation (Abdallah et al., 2025).

L'ETR apparaît ainsi comme une variable clé à l'interface sol-atmosphère. Plus largement, elle fournit des informations utiles dans des domaines aussi variés que la gestion des ressources en eau, la détection des sécheresses, l'étude du climat et l'évaluation de la biodiversité (Allies, 2019).



Figure 1 : Représentation du bilan hydrologique (image générée avec ChatGPT v5.5)

I.1.1.2. Importance de l'ETR en contexte sahélien

En Afrique de l'Ouest et dans la région sahélienne, le rôle de l'évapotranspiration réelle (ETR) est encore plus marqué que dans d'autres régions du monde. La raison est que la demande évaporative y dépasse structurellement la disponibilité en eau. L'ETR représente la principale composante hydrique après la pluie , puisqu'elle absorbe environ 77% des précipitations annuelles à l'échelle ouest-africaine et jusqu'à 85% dans le Sahel (Jung et al., 2019) , voire 70 à 95% selon les années dans certains bassins (Gbohoui et al., 2024). L'écoulement, lui, ne constitue bien souvent qu'une fraction résiduelle comprise entre 3 et 20% du bilan.

Au-delà de son poids dominant dans le bilan hydrique, l'ETR remplit plusieurs fonctions essentielles et interdépendantes dans le fonctionnement des systèmes naturels et humains de la région.

Sur le plan agricole, pour les populations de la région dont la survie dépend d'une agriculture essentiellement pluviale, l'ETR est un indicateur clé du fonctionnement physiologique des cultures. Elle permet de déterminer les besoins en eau des cultures, d'évaluer la productivité de l'eau , de planifier l'irrigation , d'adapter les calendriers agricoles et sert au calcul d'indices de stress hydrique (Evett et al., 2012; Abdallah et al., 2025; Miralles et al., 2025).

Sur le plan climatique, le Sahel est identifié comme une zone de fort couplage entre surface et

atmosphère, ce qui signifie que les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'air jouent un rôle déterminant dans la dynamique atmosphérique locale et régionale. L'ETR influence directement le développement de la mousson ouest-africaine et le déclenchement des systèmes de précipitations. En restituant à l'atmosphère une fraction importante de l'eau précipitée sous forme de vapeur, elle contribue à maintenir l'humidité des basses couches atmosphériques, condition nécessaire au déclenchement des systèmes convectifs (Jung et al., 2019; Adeyeri and Ishola, 2021). Ce mécanisme de recyclage des précipitations est particulièrement important au Sahel, où une part non négligeable des pluies est issue de l'évapotranspiration des surfaces terrestres (Adeyeri and Ishola, 2021).

De plus, l'ETR joue un rôle de régulateur thermique. Elle permet de modérer les températures par conversion de l'énergie solaire sous forme de chaleur latente plutôt que de chaleur sensible, directement liée à l'élévation des températures. Ce processus est renforcé par la végétation via la transpiration. Dans les régions sahéliennes où le rayonnement solaire est particulièrement intense, ce mécanisme contribue à modérer les températures de surface, à limiter les pics de chaleur extrême et à prévenir les vagues de chaleur (Miralles et al., 2025).

Par ailleurs, l'ETR constitue un indicateur précoce de sécheresse. En conditions normales, l'ETR se rapproche de l'ETP (évapotranspiration potentielle), traduisant une disponibilité en eau suffisante pour satisfaire la demande évaporative de l'atmosphère. En revanche, lorsque le déficit hydrique s'installe, l'ETR s'écarte progressivement de l'ETP, signalant un stress hydrique croissant des surfaces (Pool et al., 2024; Abdallah et al., 2025).

Enfin, dans un contexte de changement climatique, l'ETR s'impose comme une variable clé pour évaluer la sensibilité des écosystèmes sahéliens aux nouvelles conditions climatiques. Elle intègre simultanément les effets de la hausse des températures, qui accroît la demande évaporative atmosphérique, les modifications du couvert végétal, qui influencent la transpiration, et les variations des précipitations, qui conditionnent la disponibilité en eau. Cette triple sensibilité fait de l'ETR une variable pivot dans la compréhension des rétroactions entre changement climatique et cycle hydrologique (Abdallah et al., 2025).

I.1.2. Méthodes d'estimation de l'ETR

I.1.2.1. Approches in situ et empiriques

L'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) repose sur deux grandes approches : les mesures directes sur le terrain (in situ) et le calcul indirect à partir de variables climatiques. Les approches de mesure in situ sont nombreuses. Parmi elles, la méthode de *eddy-covariance* mesure les échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère (Abdallah et al., 2025) tandis que les lysimètres mesurent directement la perte d'eau d'une masse de sol isolée (Abdallah et al., 2025; Evett et al., 2012). D'autres techniques comme le rapport de Bowen (Kumar and Mishra, 2025), l'analyse isotopique au laser (Pan et al., 2018) ou les scintillomètres à large ouverture (Abdallah et al., 2025) complètent cet ensemble de méthodes.

Les méthodes empiriques estiment l'ETR de manière indirecte, souvent à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Elles incluent certaines formules sur la température, comme les formules de Hargreaves (Odusanya et al., 2019), Oudin (Kodja et al., 2020) ou Thornthwaite-Mather (Herman et al., 2020). D'autres intègrent le rayonnement, comme Priestley-Taylor (Ding and Zhu, 2022) ou Jensen-Haise (Kodja et al., 2020; Mei et al., 2023). L'ETR peut également être estimée comme terme résiduel du bilan hydrique du sol (Evett et al., 2012), même si cette approche accumule les incertitudes des autres termes.

Bien que ces techniques fournissent des données de référence indispensables, elles s'avèrent souvent difficiles, coûteuses, chronophages et sont limitées en termes de couverture spatiale. Cette contrainte spatiale, accentuée par le manque de données dans les bassins non jaugés, a favorisé l'essor des technologies de télédétection par satellite et des produits de réanalyse, qui offrent désormais des données spatialement et temporellement continues sur l'ensemble des surfaces terrestres.

I.1.2.2. Approches par télédétection et modèles hybrides

La télédétection a profondément renouvelé les capacités d'estimation de l'ETR à grande échelle. Elle permet de cartographier la répartition de l'ETR à l'échelle régionale et mondiale, offrant une couverture spatialement homogène particulièrement précieuse pour les bassins d'Afrique de l'Ouest où les données d'observation et de mesure sont peu disponibles, lacunaires et peu fiables (Odusanya et al., 2021; Abdallah et al., 2025). Plusieurs familles de produits reposant sur des approches méthodologiques distinctes coexistent.

D'une part, les modèles de bilan d'énergie de surface estiment l'ETR comme un terme résiduel

du bilan radiatif à partir des températures de surface et des réflectances satellitaires. Des modèles comme *Surface Energy Balance Algorithm for Land* (SEBAL) (Immerzeel and Droogers, 2008) et *Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration* (METRIC) (Franco et al., 2020) illustrent cette approche. D'autres approches comme *Operational Simplified Surface Energy Balance* (SSEBop) (Herman et al., 2020) reposent sur la dérivation directe des fractions de l'ETR à partir d'images, tandis que le modèle *Atmosphere-Land Exchange Inverse* (ALEXI) (Herman et al., 2018) exploite les variations matinales de température pour estimer les échanges entre la surface et l'atmosphère.

D'autre part, les approches physiques appliquent des équations classiques, telles que Penman-Monteith ou Priestley-Taylor, à des variables issues de la télédétection. Des modèles comme MOD16 ou *Penman-Monteith-Leuning Evapotranspiration* (PML) (Pan et al., 2022) utilisent ainsi des informations sur la végétation (indice foliaire, albédo, etc.) pour estimer l'ETR. Dans la même logique, la plateforme *Water Productivity through Open Access of Remotely sensed derived data* (WAPOR), récemment passée en version 3, développée par la FAO, s'appuie sur une version adaptée du modèle *ETLook* basé sur Penman-Monteith pour suivre l'évapotranspiration et la productivité de l'eau à partir de données satellitaires (Blatchford et al., 2020). Le modèle *Global Land Evaporation Amsterdam Model* (GLEAM) (Miralles et al., 2025), lui, adopte une approche complémentaire en décomposant l'ETR en plusieurs composantes, ajustées en fonction de l'humidité du sol.

De plus, des systèmes de réanalyse et d'assimilation de données, tels *que European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Reanalysis-5* (ERA5-land) (Abdallah et al., 2025), *Famine early warning systems network Land Data Assimilation System* (FLDAS) (Jung et al., 2019) , *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS) ou *TerraClimate* (Do et al., 2024), combinent observations satellitaires et modèles de surface pour produire des estimations cohérentes à grande échelle. Enfin, des approches hybrides, qui intègrent le machine learning, permettent d'améliorer ces estimations. Par exemple, *FLUXCOM* extrapole les mesures de terrain à l'échelle globale, tandis que certaines versions récentes de modèles comme GLEAM4 utilisent des techniques d'apprentissage pour mieux représenter le stress hydrique.

Ces différents produits ont été conçus par des organismes différents (NASA, FAO, ECMWF, etc.) et se distinguent par des résolutions spatiales et temporelles qui leur sont propres. Leurs performances ne sont donc pas universelles : elles dépendent fortement de la région étudiée, de la saison et du type de végétation.

Tableau 1 : Récapitulatif de quelques produits fournissant des données d'évapotranspiration réelle (ETR)

Type	Nom du produit	Période couverte	Espace couvert	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Références
Observations	FLUXCOM	2004-2010	Global	0,5°/ 0,0833°	Journalier/Mensuel	(Merk et al., 2025)
Equation physique	SEBAL	2000-2008	Global	30m/250m/1 km	Journalier/mensuel	(Franco et al., 2020)
	METRIC	2006,2007,2009	Global	30 m	Journalier/mensuel	(Franco et al., 2020)
Satellitaire	SSEBop	2003-2022	Global	0,1065 km	Mensuel	(Taia et al., 2023)
	ALEXI	2001-2016	Global	0,05° (4 km)	Hebdomadaire	(Dangol et al., 2023)
	EBET	2000-2017	Global	0,05° (4 km)	Journalier	(Guo et al., 2024)
Equations physiques + satellitaire	MOD16	2000-2022	Global	500 m	8 jours	(Taia et al., 2023)
	PML	2000-2020	Global	500 m	8 jours	(Kunnath-Poovakka et al., 2016)

Type	Nom du produit	Période couverte	Espace couvert	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Références
Satellitaires	Wapor	2009-Présent	-Global -National -Sous national	-300 m -100m -30m	Décadaires/Journalier	(Blatchford et al. 2020)
Réanalyse	ERA-5 Land	1950-Présent	Global	0,1° (11 km)	Horaire	(Abdallah et al., 2025)
	FLDAS-Forecast	1982-2022	Afrique et Moyen-Orient	0,25° (27,75 km)	Mensuel	(Taia et al., 2023)
	GLDAS	2000-2022	Global	0,25° (27,75 km)	3 heures	(Abdallah et al., 2025)
	TerraClimate	1958-2022	Global	0,05° (4,638 km)	Mensuel	(Herman et al., 2020)
Satellite + réanalyse	GLEAM v4	1980-2024	Global	0,1° (11 km)	Journalier	(Miralles et al., 2025)

I.2. Calibration des modèles hydrologiques sur les bassins ouest-africains

I.2.1. Spécificités hydrologiques des bassins ouest-africains

I.2.1.1. Régimes climatiques et hydrologiques

L'Afrique de l'Ouest présente l'une des hétérogénéités climatiques les plus marquées du continent. Celle-ci s'organise selon un gradient nord-sud commandé par la mousson ouest-africaine et les déplacements du Front Inter-tropical (Allies, 2019; Jung et al., 2019). Trois zones se succèdent du nord vers le sud.

La zone sahélienne reçoit entre 200 et 600 mm de précipitations annuelles, pour une évapotranspiration potentielle (ETP) comprise entre 1800 et 2400 mm par an. Elle se caractérise par des pluies courtes, intenses et irrégulières dans le temps et dans l'espace, associées à une évapotranspiration potentielle qui surpasse largement les précipitations disponibles. La zone soudanienne reçoit entre 600 et 1200 mm de pluie par an, avec une ETP de 1400 à 1800 mm par an. Elle bénéficie d'une saison des pluies plus étendue et d'un couvert de savane arbustive et arborée. Enfin, la zone guinéenne, principalement côtière, caractérisée par deux saisons des pluies, dépasse 1200 mm de précipitations annuelles pour une ETP de 1200 à 1600 mm par an.

Par ailleurs, ces différences climatiques se répercutent directement sur les grands bassins versants de la région que sont le Niger, le Sénégal, la Volta et la Comoé. Ces cours d'eau prennent leur source dans les zones les plus arrosées avant de traverser les régions sahéliennes (Jung et al., 2019).

Enfin, les bassins ouest-africains sont le siège de dynamiques hydrologiques non linéaires, liées aux transformations du couvert végétal et aux usages des terres. Entre les années 1970 et 1990, le Sahel a traversé une grande sécheresse caractérisée par un déficit pluviométrique sévère. Ce déficit s'est traduit par une baisse du ruissellement dans la zone guinéenne et paradoxalement par une augmentation du ruissellement dans les bassins de petite taille en zone sahélienne. Ce phénomène, connu sous le nom de « paradoxe hydrologique sahélien », est principalement attribué aux activités anthropiques telles que la déforestation, le surpâturage, les pratiques agricoles, qui ont entraîné l'encroûtement des sols et réduit la capacité d'infiltration du sol (Descroix et al., 2018; Yonaba et al., 2020). À partir des années 1990, malgré une reprise pluviométrique accompagnée du reverdissement de la végétation, les tendances hydrologiques ne se sont pas inversées : le ruissellement n'a pas baissé mais a continué d'augmenter, suggérant

que la dégradation des propriétés physiques des sols accumulés durant la sécheresse était en grande partie irréversible. Ce comportement contre-intuitif a introduit le « second paradoxe hydrologique sahélien » (Dardel et al., 2014; Descroix, 2018; Nicholson et al., 2018). Ces dynamiques illustrent l'importance des interactions entre végétation, sol et régime hydrologique dans la région et soulignent la difficulté de dissocier les effets du climat de ceux des facteurs anthropiques.

I.2.1.2. Contraintes de données et implications pour la modélisation

La modélisation hydrologique en Afrique de l'Ouest se heurte d'emblée à une contrainte fondamentale : la rareté et la discontinuité des données de terrain disponibles. L'Afrique de l'Ouest est l'une des régions les moins instrumentalisées et documentées au monde. Les réseaux hydrométriques sont clairsemés, dégradés depuis les années 1980 et leur couverture spatiale est inégale, laissant de nombreux bassins sans aucune donnée de débit (Allies, 2019; Odusanya et al., 2021). De plus, les données pluviométriques présentent de nombreuses lacunes et peinent à présenter correctement la variabilité spatio-temporelle des précipitations, notamment dans les contextes sahéliens (Adeyeri et Ishola 2021).

En dehors des débits, les mesures directes d'évapotranspiration, d'humidité du sol ou de flux d'énergie restent rarissimes (Bennour et al., 2022). En conséquence, ces insuffisances de données affectent directement l'évaluation de la performance des modèles hydrologiques. Le calage repose souvent uniquement sur les débits observés, ce qui conduit très souvent au phénomène d'équifinalité, où plusieurs jeux de paramètres différents produisent des résultats similaires en termes de débit. Ainsi, les modèles peuvent reproduire correctement les débits tout en simulant de manière incorrecte les autres composantes hydrologiques (Dangol et al., 2023). Par ailleurs, l'incertitude associée aux données d'entrée entraîne souvent des biais dans la simulation des évènements extrêmes (Abdallah et al., 2025).

Pour contourner ces difficultés, deux pistes ont été privilégiées dans la littérature : le recours à des modèles à faible nombre de paramètres, moins sensibles aux données manquantes, et l'utilisation de données satellitaires pour compléter et contraindre le calage (Kodja et al., 2020; Odusanya et al., 2021; Pan et al., 2022; Guo et al., 2024).

I.2.2. Modèles hydrologiques

Les modèles hydrologiques constituent des outils incontournables pour simuler le fonctionnement des bassins versants. Plusieurs types de modèles ont été développés et appliqués dans le contexte de la modélisation hydrologique.

Les modèles globaux considèrent le bassin versant comme une entité unique et homogène. Parmi les plus utilisés figurent les modèles dits du Génie Rural (GR) tels que GR1A (Abdallah et al., 2025), GR2M (Kodja et al., 2020), GR3J (Mostafaie et al., 2018), GR4J (Abdallah et al., 2025), GR5J (Adeyeri et al., 2020), GR6J (Abdallah et al., 2025), etc., ainsi que d'autres modèles comme SIMHYD (Pool et al., 2024) et HSPF (Her and Seong, 2018).

Les modèles distribués, eux, offrent une représentation spatiale détaillée en subdivisant le bassin versant en mailles régulières. Parmi ces modèles, nous pouvons citer les modèles tels que DHSVM (Pan et al., 2018), MIKE-SHE (Odusanya et al., 2019), mHM (Poméon et al., 2018a) et VIC (Jiang et al., 2020; Guo et al., 2024).

Enfin, nous avons les modèles semi-distribués qui découpent le bassin versant en unités spatiales homogènes plus petites pour capturer l'hétérogénéité du terrain. Parmi ces derniers, nous avons les modèles tels que SWAT (Dile et al., 2020; Bennour et al., 2022) et HBV (Rientjes et al., 2013).

I.3. Calibration mono-variable basée sur le débit ou sur l'ETR

I.3.1. Principes et critères de performance

La calibration des modèles hydrologiques est une étape visant à ajuster les paramètres du modèle afin d'assurer la meilleure correspondance possible entre les variables simulées et les variables observées (Adeyeri et al., 2020; Guo et al., 2024).

La calibration mono-variable consiste à ajuster les paramètres d'un modèle afin de reproduire au mieux les données observées en utilisant une seule variable hydrologique comme référence en plus des données d'entrée (Ding and Zhu, 2022; Dangol et al., 2023).

L'approche conventionnelle de calibration est la calibration mono-variable sur le débit, qui cale le modèle pour qu'il reproduise au mieux les débits observés. Toutefois, dans la littérature, de nouvelles approches de calibration des modèles sur l'ETR font surface. Elle consiste ainsi à apporter au modèle les données d'ETR comme référence et à le contraindre à reproduire la variable souhaitée (débit, ETR, etc.).

La calibration du modèle peut se faire manuellement ou à l'aide d'algorithmes d'optimisation automatique tels que SCE-UA, PSO, DeOptim, SUFI-2, NSGA, etc., en minimisant ou en maximisant une fonction objective mesurant l'écart entre les simulations et les observations.

Cette fonction objective peut être le critère d'efficience de Nash-Sutcliffe (NSE), le critère d'efficience de Kling-Gupta (KGE), le pourcentage de biais (PBIAS), la racine de l'erreur moyenne quadratique (RMSE), ou alors une combinaison de plusieurs fonctions optimisant différents aspects de la simulation.

Le critère de Nash-Sutcliffe (NSE), proposé par Nash et Sutcliffe en 1970, est le plus couramment utilisé dans la littérature. Il mesure la magnitude relative de la variance des résidus par rapport à la variance des données mesurées. Cependant, il présente une sensibilité marquée aux forts débits du fait de l'utilisation de l'erreur quadratique.

Le critère de Kling-Gupta (KGE) a été proposé initialement par Gupta et al. (2009) puis modifié par Kling et al (2012). Il constitue une amélioration du NSE en décomposant l'efficacité du modèle en trois composantes : r, le coefficient de corrélation linéaire entre les observations et les simulations, la variabilité relative α qui est une mesure de l'erreur de variabilité du flux, et le biais relatif β.

D'autres indicateurs comme la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) ou le biais en pourcentage (PBIAS) permettent respectivement de quantifier l'erreur quadratique moyenne et la tendance du modèle à surestimer ou à sous-estimer les observations.

I.3.2. Limites pour la représentation du bilan hydrologique

Malgré sa popularité, la calibration mono-variable montre des limites dès lors qu'on s'intéresse à la représentation interne du bilan hydrologique.

Le problème central est celui de l'équifinalité. Il y a équifinalité lorsque plusieurs jeux de paramètres différents conduisent à des simulations de débits similaires tout en simulant des processus internes complètement différents (Shah et al., 2021; Pool et al., 2024). Un modèle peut ainsi obtenir un bon KGE, NSE, PBIAS ou RMSE, tout en sous-estimant massivement l'ETR, l'infiltration ou la variation du stockage souterrain. Ce qui remet en cause l'unicité et la validité physique des paramètres. (Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010).

À l'équifinalité vient s'ajouter un second mécanisme problématique : l'effet de compensation des erreurs. Dans une calibration mono-variable , l'algorithme d'optimisation n'est contraint que sur la variable de sortie finale sans aucune vérification de ce qui se passe à l'intérieur du

bassin (Franco et al., 2020). Lorsque les données de forçages climatiques sont biaisées, l'algorithme peut forcer une augmentation artificielle de l'ETR ou de l'infiltration profonde pour produire un débit correct à l'exutoire (Jiang et al., 2020). De même, les erreurs de représentation des processus internes peuvent se neutraliser mutuellement par compensation croisée entre flux : un modèle peut ainsi surestimer l'ETR tout en sous-estimant simultanément le stockage d'eau dans le sol , aboutissant malgré tout à une simulation du débit apparemment fiable (Shah et al., 2021; Guo et al., 2024). La structure du modèle peut également être une source d'erreur. Lorsque la structure du modèle ne représente pas bien certains processus , l'algorithme peut attribuer aux paramètres des valeurs numériquement acceptables mais physiquement dénuées de sens (Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010; Kalura et al., 2025).

Par ailleurs, la calibration mono-variable dépend fortement de la qualité des données, qu'il s'agisse des débits observés ou des produits d'ETR et c'est justement sur ce point que l'Afrique de l'Ouest accuse ses plus grandes fragilités. Du côté des données de débit, les stations hydrométriques souffrent de difficultés fonctionnelles, les réseaux hydrométriques sont fragmentaires, les séries temporelles sont souvent courtes et entachées d'incertitudes liées aux conditions de mesure en période de crue. Du côté des produits satellitaires, les incertitudes inhérentes peuvent entraîner des biais dans les jeux de données. Dans les deux cas, la qualité des données d'entrée s'en trouve compromise, avec des répercussions sur les performances du modèle.

Aussi, dans un contexte de changement climatique et de forte variabilité interannuelle des précipitations, les modèles calibrés de manière mono-variable peuvent manquer de robustesse et présenter de faibles capacités prédictives. En se basant sur une seule variable de calibration, les modèles peinent parfois à représenter correctement la diversité des processus hydrologiques et à maintenir des performances stables face à des conditions climatiques non stationnaires. En conséquence, cela peut impacter leurs capacités prédictives, notamment lors de la simulation des évènements hydrologiques extrêmes ou inédits (Abdallah et al., 2025; Dangol et al., 2023; Franco et al., 2020).

Ainsi, bien que simple et largement utilisée, la calibration mono-variable apparaît insuffisante pour capturer la complexité des systèmes hydrologiques ouest-africains, ce qui justifie le recours à des approches multi-variables et à l'intégration de données complémentaires comme celles issues de la télédétection.

I.4. Calibration multi-variable basée sur le débit et l'ETR

I.4.1. Approches d'intégration de l'ETR satellitaire

Face aux limites de la calibration mono-variable, la calibration multi-variable qui vise à contraindre simultanément plusieurs composantes du bilan hydrologique en utilisant des observations de variables complémentaires s'est imposée comme perspective d'amélioration de la modélisation hydrologique. Dans le contexte ouest-africain, l'ETR satellitaire s'impose naturellement comme variable prioritaire, étant donné son poids dominant dans le bilan hydrologique (Odusanya et al., 2021).

Deux stratégies d'intégration de l'ETR dans la calibration multi-variable coexistent dans la littérature. Une première approche, dite séquentielle, consiste à calibrer dans un premier temps les paramètres liés aux processus d'évapotranspiration à partir des données d'ETR satellitaire, puis à ajuster les paramètres de routage à l'aide des débits observés. Cette séquence permet de mieux ancrer les processus internes avant de s'intéresser aux sorties (Franco et al., 2020; Rane and Jayaraj, 2023).

Une seconde approche est la calibration conjointe. Elle consiste à optimiser conjointement deux ou plusieurs variables à travers une fonction objective combinée. On définit généralement une fonction agrégée pondérée où un coefficient contrôle le compromis entre les performances sur les différentes variables. Certaines études montrent que l'utilisation d'indicateurs comme le KGE permet une meilleure représentation équilibrée des différentes variables (Dambré et al. 2024 ; Mostafaie et al. 2018 ; Poméon et al. 2018). Dans un contexte similaire, Dangol et al. (2023) ont intégré des produits d'ETR tels que MOD16A et ALEXI dans la calibration du modèle SWAT via l'algorithme SUFI-2. Dans une approche semblable , Guo et al. (2024) ont eu recours à trois jeux de données satellitaires EBET, PML et GLEAM pour calibrer le modèle VIC à l'aide de l'algorithme NSGA-II.

Plusieurs produits satellitaires ont ainsi été mobilisés dans la calibration multi-variable notamment GLEAM, MOD16A, ERA5-Land ou encore FLDAS. Une tendance récente consiste à aller plus loin en intégrant également l'humidité du sol (en provenance des données satellitaires de ESA CCI) ou le stock d'eau terrestre obtenu par les méthodes gravimétriques (en provenance des produits tels que GRACEQ), pour contraindre davantage la structure interne des modèles et réduire (Poméon et al., 2018b).

I.4.2. Effets sur les performances et le bilan hydrologique

La calibration multi-variable, en particulier lorsqu'elle intègre l'ETR issue de données satellitaires, joue un rôle central dans l'amélioration de la cohérence des modèles hydrologiques en Afrique de l'Ouest.

Sur la simulation de l'ETR, le gain est systématique, quel que soit le modèle hydrologique ou le produit satellitaire utilisé. En Afrique de l'Ouest , Odusanya et al. (2021) ont montré sur le bassin de l'Ouémé au Bénin que l'utilisation du produit satellitaire GLEAM_v3 dans la calibration du modèle SWAT améliore considérablement la simulation de l'ETR, avec un NSE passant de 0,10 avec le modèle non calibré à 0,67 après calibration multi-variable. De même, Xu et al. (2024) confirment que l'intégration simultanée du débit et de l'ETR améliore le NSE de l'ETR de 0,054 à 0,133 et le KGE de 0,062 à 0,122, témoignant d'une amélioration globale de la représentation de l'ETR dans le cycle hydrologique.

Sur les débits, les résultats sont plus nuancés. Dans certains cas, la calibration multi-variable permet une amélioration simultanée des deux variables. Koltsida et Kallioras (2022) observent une variation de NSE du débit passant de 0,71 en calibration mono-variable à 0,70 en calibration multi-variable, tandis que le NSE de l'ETR progresse de 0,57 à 0,82, traduisant une légère amélioration des performances sur les deux variables. En revanche, d'autres études montrent que la calibration multi-variable n'entraîne pas nécessairement une amélioration des performances sur le débit. Franco, Oliveira, et Bonumá (2020) ont ainsi observé une dégradation du NSE du débit pouvant atteindre plusieurs points selon les bassins et les configurations. À une échelle encore plus large , Pool, Fowler, et Peel (2024), dans une analyse portant sur 550 bassins versants, ont conclu que l'ajout d'ETR ou de l'humidité du sol améliore la simulation de ces variables , mais entraîne une baisse moyenne de 5% des performances du débit.

Au-delà des métriques globales, c'est la cohérence interne du bilan hydrologique qui bénéficie le plus de la calibration multi-variable. En contraignant simultanément plusieurs flux, cette approche réduit les marges de manœuvre de l'algorithme et limite les configurations paramétriques physiquement irréalistes. En effet, il existe un phénomène de bénéfice croisé, selon lequel l'ajout d'une variable spécifique dans le processus de calibration peut améliorer indirectement la simulation d'autres variables (Rientjes et al., 2013). Kalura et al. (2025) démontrent ainsi que la calibration multi-variable a permis d'améliorer la corrélation de l'humidité du sol avec les observations satellitaires de ESA-CCI de 22% par rapport à une

calibration mono-variable. À l'échelle du stockage total en eau, Pool, Fowler, et Peel (2024) indiquent que l'ajout de l'ETR à la calibration améliore la simulation du stockage total d'eau de 25%. Ces mêmes auteurs quantifient également un bénéfice croisé inverse notable : l'intégration du stockage total d'eau dans la calibration améliore en retour la simulation de l'ETR de 26%, illustrant les interactions étroites entre les composantes du cycle hydrologique.

Enfin, la calibration multi-variable contribue à réduire le phénomène d'équifinalité ainsi que les incertitudes associées. En effet, la calibration multi-variable impose des contraintes plus fortes sur les paramètres du modèle, limitant ainsi les solutions équivalentes et renforçant la robustesse des simulations (Kalura et al. 2025 ; Kumar et Mishra 2025). Ces contraintes supplémentaires améliorent la représentation de l'évapotranspiration réelle, du ruissellement et du stockage souterrain. Ainsi, Hui et al. (2020) démontrent qu'une calibration multi-variable combinée à deux algorithmes d'optimisation réduit drastiquement le facteur d'incertitude R-factor de 0,9 à 0,1.

I.5. Positionnement du mémoire

I.5.1. Limites et défis identifiés dans la littérature

Malgré ces apports notables, la calibration multi-variable avec l'ETR présente plusieurs limites importantes.

La première limite concerne l'incertitude des produits d'ETR satellitaires. Les produits d'ETR satellitaires ne constituent pas des mesures directes mais des estimations modélisées, fondées sur des hypothèses qui varient d'un produit à l'autre. Dans les environnements arides et semi-arides, où les algorithmes ont souvent été moins éprouvés, ces incertitudes peuvent être particulièrement prononcées et orienter les paramètres calibrés dans des directions non physiques. Oluwafemi E. Adeyeri et Ishola (2021) et Pool, Fowler, et Peel (2024) ont démontré que le choix du produit d'ETR peut significativement orienter la distribution des paramètres obtenus et, par conséquent, les résultats de la calibration du modèle.

La deuxième limite est liée à la structure du modèle lui-même. En effet, si le modèle ne représente pas bien les processus réels du bassin, ajouter une variable de contrainte ne suffit pas nécessairement à corriger les biais structurels (Mei et al., 2023; Rientjes et al., 2013).Un modèle trop simplifié peut être structurellement incapable de reproduire simultanément le débit et l'ETR avec précision, non pas en raison de la méthode de calibration adoptée, mais en raison des équations constitutives elles-mêmes.

Troisièmement, les différences de résolution spatiale et temporelle entre les produits satellitaires et les modèles hydrologiques posent aussi des problèmes de représentativité d'échelle, particulièrement sensibles dans les bassins sahéliens. Les produits satellitaires d'ETR présentent généralement des résolutions spatiales grossières souvent comprises entre 0,25° et 0,5°, qui n'arrivent pas à faire ressortir l'hétérogénéité spatiale des surfaces et des sols des petits bassins versants (Odusanya et al., 2021). De même, leur résolution temporelle, souvent mensuelle ou décadaire, peut ne pas capturer la variabilité intra-saisonnière importante au sahel (Taia et al., 2023).

Une quatrième limite concerne la complexité de la fonction objectif multi-variable et le temps de calcul. La calibration multi-variable nécessite en effet de définir une fonction objectif combinée, ce qui soulève la question du poids relatif à accorder à chaque variable. Il n'existe pas de consensus dans la littérature sur la pondération optimale entre le débit et l'ETR et ce choix peut influencer les résultats obtenus (Efstratiadis and Koutsoyiannis, 2010). De plus, elle est extrêmement gourmande en ressources et nécessite parfois des centaines de milliers de simulations (Guo et al., 2024).

Enfin, une dernière limite, particulièrement sensible en Afrique de l'Ouest, est liée à la rareté des données de terrain permettant de valider indépendamment les simulations de l'ETR. Cette absence de données de validation indépendantes conduit souvent à évaluer l'ETR simulée en la comparant à un autre produit satellitaire, ce qui ne constitue pas une validation indépendante au sens strict et limite la portée des conclusions que l'on peut tirer sur les gains réels apportés par la calibration multi-variable (Do et al. 2024 ; Shah et al. 2021).

Au-delà toutes ces limites méthodologiques, un constat plus fondamental se dégage de la littérature : en Afrique de l'Ouest, si plusieurs études de modélisation hydrologique ont été conduites, très peu ont cherché à vérifier dans quelle mesure le modèle mis en place représente effectivement l'ensemble du bilan hydrologique. Or, il est bien établi qu'un modèle calé uniquement sur les débits peut reproduire ceux-ci de manière satisfaisante tout en représentant très mal les autres processus hydrologiques, notamment l'évapotranspiration réelle.

I.5.2. Contribution attendue du mémoire

Ce mémoire s'inscrit dans la continuité des travaux de la littérature portant sur l'amélioration de la modélisation hydrologique en Afrique de l'Ouest, en répondant à un besoin encore peu traité dans la littérature : évaluer dans quelle mesure une calibration intégrant plusieurs variables permet de mieux représenter le fonctionnement hydrologique réel des bassins

sahéliens, au-delà de la seule reproduction des débits. Pour ce faire, trois approches de calibration : deux approches mono-variables et une approche multi-variable sont comparées à pondération égale des variables, sur dix-sept (17) bassins intermittents du Sahel.

Premièrement, ce travail vise à comparer les performances des trois approches de calibration aussi bien sur la simulation du débit (Q) que sur celle de l'évapotranspiration réelle (ETR). Il s'agit notamment d'examiner si la calibration multi-variable reproduit le débit avec une qualité comparable à celle des calibrations mono-variable (*Q_seul* et *ETR_seul*), tout en améliorant la représentation de l'ETR.

Deuxièmement, il vise à apprécier l'évolution des gammes de valeurs des paramètres calibrés afin de déterminer si elles évoluent dans les mêmes intervalles en calibrations mono-variable et multi-variable, révélant ainsi d'éventuelles divergences dans la structure paramétrique des trois approches.

Enfin, ce mémoire a pour but d'analyser les divergences dans la représentation de l'hydro-climatologie journalière entre les trois approches. Il s'agit de voir si l'hydro-climatologie journalière est représentée de manière similaire ou différente selon l'approche de calibration adoptée. Cela permettra de mieux apprécier la cohérence interne des deux schémas dans leur représentation du fonctionnement du bassin versant.

II. Questions de recherche, hypothèses et objectifs d'étude

II.1. Questions de recherche et hypothèses de l'étude

Dans le cadre de notre étude, et de ce qui précède, les questions de recherche suivantes se posent :

- Q1 : Dans quelle mesure une calibration multi-variable intégrant Q et ETR améliore-t-elle les performances en simulation comparée à une calibration mono-variable basée sur Q seul ou sur l'ETR seul ?
- Q2 : Dans quelle mesure l'intégration de l'ETR comme variable de calibration supplémentaire modifie-t-elle les gammes de valeurs des paramètres calibrés par rapport à une calibration mono-variable ?
- Q3 : Comment les trois approches de calibration influencent-elles la représentation hydro-climatologie journalière moyenne des bassins ?

Les hypothèses sous-entendues par ces questions sont les suivantes :

- H1 : La calibration multi-variable améliore significativement la simulation de l'ETR tout en maintenant des performances comparables sur le débit, réduisant ainsi les biais sur les deux variables en simulation.
- H2 : L'intégration de l'ETR dans la calibration multivariable resserre les gammes de valeurs des paramètres liés aux processus évaporatifs.
- H3 : La calibration multi-variable conduit à une représentation plus réaliste et plus cohérente des composantes du bilan hydrologique, grâce à une contrainte renforcée sur les processus évaporatifs internes du modèle.

II.2. Objectifs de l'étude

L'objectif de cette étude est d'évaluer dans quelle mesure une calibration intégrant plusieurs variables, notamment les débits observés et l'ETR, permet de mieux représenter le fonctionnement hydrologique réel des bassins sahéliens à travers la modélisation hydrologique. De façon spécifique il sera question de :

- ✓ OS1 : Comparer les performances des trois approches de calibration (*Q_seul*, *ETR_seul* et *Q+ETR*) aussi bien sur la simulation du débit (Q) que sur celle de l'évapotranspiration réelle (ETR).
- ✓ OS2 : Apprécier l'évolution des gammes de valeurs des paramètres calibrés afin de déterminer si elles se maintiennent dans les mêmes intervalles en calibration mono- et multi-variable.
- ✓ OS3 : Comparer l'hydro-climatologie journalière moyenne des trois (3) schémas de calibration.

III. Matériel et Méthodes

III.1. Zone d'étude

Le Burkina Faso est un pays enclavé d'Afrique de l'Ouest situé entre 9°N et 15° N de latitude et entre 2°E et 5° O de longitude. Il s'étend sur 274200 km² et partage ses frontières avec six autres pays. Son relief est dominé par une pénéplaine à paysage légèrement ondulé (pentes inférieures à 3 %), à l'exception d'un massif gréseux au sud-ouest, pour une altitude moyenne comprise entre 250 et 300 mètres (Waongo et al., 2024; Yonaba et al., 2024).

Le pays possède un climat tropical caractérisé par l'alternance de deux saisons : la mousson (vent de sud-ouest porteur de pluie) et l'Harmattan (vent de nord-est froid, sec et poussiéreux). Un gradient pluviométrique croissant du nord vers le sud, divise le territoire en trois zones climatiques : la zone sahélienne au nord, avec un climat tropical de désert chaud et des précipitations annuelles inférieures à 600 mm ; la zone soudano-sahélienne au centre, avec un climat semi-aride chaud recevant entre 600 et 900 mm/an et la zone soudanienne au sud, avec un climat de savane tropicale où les précipitations dépassent 900 mm et peuvent atteindre 1 100 mm.

Le régime des pluies est monomodal, dicté par la mousson ouest-africaine, avec une saison humide allant de juin à octobre et une saison sèche de novembre à mai (Yonaba et al., 2024). L'évapotranspiration potentielle (ETP) y dépasse les précipitations, ce qui se traduit par des valeurs de l'indice d'aridité (IA = ETP/P) variant généralement de 1,6 au sud à 3,7 au nord, indiquant une forte demande évaporative (**Figure 2**).

Le réseau hydrographique est divisé en quatre (4) bassins versants nationaux : le bassin du Niger, le bassin du Mouhoun (volta noire), le bassin du Nakanbé (volta blanche) et le bassin de la Comoé.

La présente étude porte sur 17 bassins versants répartis sur les quatre bassins nationaux du pays sur la base de la disponibilité des données journalières de débits pour la période 1991-2020 (**Figure 2**): cinq (5) bassins dans le Niger (Tinakof, Koriziena, Falangountou, Sebba, Botou), un (1) dans le Nakanbé (Wayen), sept (7) dans le Mouhoun (Nwokuy, Boromo, Samendeni, Badara, Banzon, Diebougou, Dapola) et quatre (4) dans la Comoé (Diarabakoko, Fourkoura, Yendere, Folonzo).

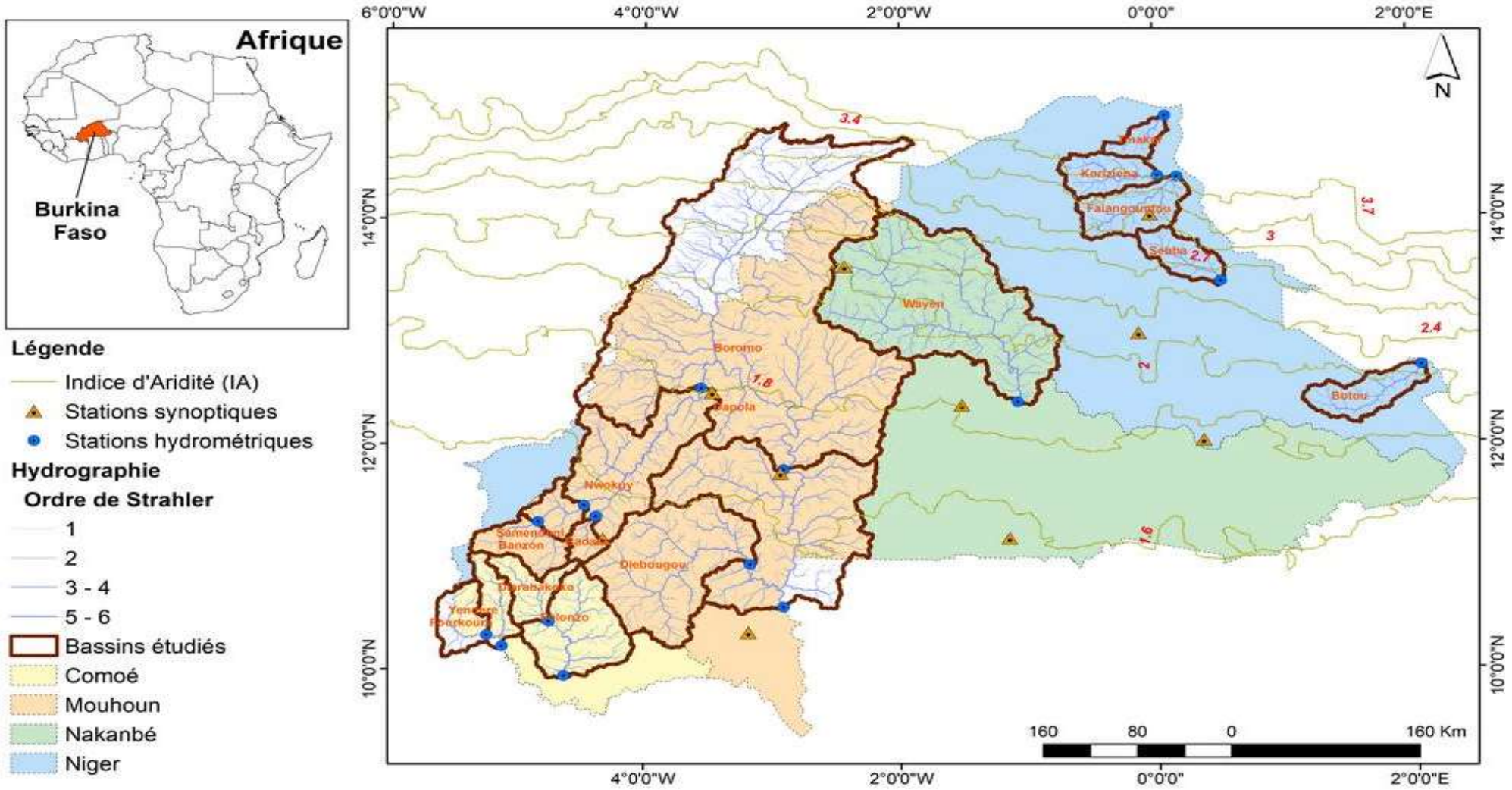


Figure 2 : Localisation de la zone d'étude
L'indice d'aridité IA est calculé à l'aide de la formule IA= ETP/P ; l'ETP est extrait du produit GLEAM 4.3a et les précipitations (P) sont issues de l'ANAM.

Les caractéristiques morphométriques des bassins versants étudiés sont synthétisées dans le **Tableau 2**. Elles ont été dérivées à partir du logiciel ArcGIS 10.8, en s'appuyant sur le modèle numérique d'élévation HydroSHEDS v1 et couvrent les principales dimensions géométriques, topographiques et hydrographiques des bassins.

La taille des bassins présente une forte variabilité, avec des superficies s'étendant de 1112,5 km² à 75907 km² avec une médiane de 3754 km², ce qui illustre la coexistence de petits et grands bassins versants. Les périmètres vont de 208,9 à 2323,6 km avec une médiane de 362,4 km. Le rapport d'allongement relativement stable entre 0,5 et 0,6 (médiane de 0,6) indique que la majorité des bassins présentent une forme arrondie.

Sur le plan topographique, l'altitude médiane varie modérément de 271,4 à 424,7 m, confirmant le caractère peu accidenté du relief du Burkina Faso. La pente médiane reste relativement faible, de 0,9% à 3%, ce qui est cohérent avec les plateaux latéritiques caractéristiques de la région.

Concernant le réseau hydrographique, le plus long chemin hydraulique présente une médiane de 63,8 km pouvant atteindre 197,7 km pour les grands bassins. La densité de drainage va de 0,2 à 0,5 km^{-1} avec une médiane de 0,3 km^{-1}, traduisant des réseaux hydrographiques peu développés, caractéristiques des milieux sahéliens. Enfin, le temps de concentration calculé selon la formule de Kirpich présente la dispersion la plus forte de 8,1 h à 190,8 h, pour une médiane de 34,2 h, ce qui implique des réponses hydrologiques contrastées entre les bassins.

Dans l'ensemble, ces caractéristiques révèlent une forte hétérogénéité spatiale au sein de l'échantillon, reflet de la diversité des contextes rencontrés à travers les quatre (4) grands bassins versants nationaux de la zone d'étude.

Tableau 2 : Caractéristiques morphométriques des bassins étudiés

Caractéristiques morphométriques	**Médiane**	**5ème quantile**	**95ème quantile**
Superficie [km²]	3754,3	1112,5	75907,0
Périmètre [Km]	362,4	208,9	2323,6
Longueur du rectangle équivalent [km]	122,9	68,8	597,6
Altitude médiane [m]	320,8	271,4	424,7
Intégrale hypsométrique [-]	0,3	0,2	0,5
Pente médiane [%]	2,1	0,9	3,0
Rapport d'allongement [-]	0,6	0,5	0,6
Plus long chemin hydraulique [km]	63,8	8,2	197,7
Densité de drainage [km^{-1}]	0,3	0,1	0,9
Temps de concentration - Kirpich [h]	34,2	8,1	190,8

III.2. Données de l'étude

La mise en œuvre des schémas de calibration a nécessité de rassembler des données hydrologiques et climatiques couvrant une période commune de 30 ans, de 1991 à 2020. Ce choix permet de disposer d'un échantillon suffisamment long pour capturer la variabilité interannuelle et décennale des régimes hydrologiques burkinabè, tout en bénéficiant de la disponibilité des données satellitaires modernes. Trois types de données ont été collectés : les précipitations (P), l'évapotranspiration (ETP et ETR) et les débits (Q).

III.2.1. Précipitations

Les données de précipitations journalières sont issues de dix (10) stations météorologiques synoptiques (**Figure 2)** gérées par le service météorologique national du Burkina Faso (ANAM). Ces stations présentent des chroniques continues sans lacunes sur la période 1989-2020 (y compris la période de mise en route), et sont réparties sur l'ensemble du territoire de manière à couvrir les trois zones climatiques du pays. Les dix stations synoptiques ne couvrant pas directement l'ensemble des bassins versants de notre étude, une interpolation spatiale des données a été réalisée à l'aide de (IDW, puissance = 2) couramment utilisée pour l'interpolation des variables spatiales (Franco et al., 2020; Yonaba et al., 2024; Xu et al., 2024). Elle a permis d'obtenir des séries pluviométriques représentatives pour chaque bassin versant.

III.2.2. ETP et ETR

Les données d'évapotranspiration potentielle (ETP) et d'évapotranspiration réelle (ETR) utilisées dans notre étude proviennent du produit de réanalyse GLEAM version 4.3a (Miralles et al., 2025). GLEAM fournit des données journalières maillées de l'évaporation terrestre à une résolution spatiale de 0,1° (environ 11 km) calculées à partir de l'humidité du sol, de l'épaisseur optique de la végétation, de la température de surface terrestre et des précipitations observées par satellite. Il a été choisi pour sa résolution spatiale (qui couvre l'Afrique de l'Ouest) et temporelle (journalière) , associé au fait que de nos nombreux travaux de la littérature affirment qu'il est le produit satellitaire ayant le moins d'incertitudes inhérentes (Ding and Zhu, 2022; Mei et al., 2023; Taia et al., 2023; Abdallah et al., 2025). Ces données sont journalières et ont été extraites au niveau des dix stations synoptiques de la zone d'étude. L'ETP a été extraite pour la période 1989-2020 tandis que l'ETR a été extraite pour la période 1991-2020, les deux couvrant l'ensemble de l'étendue géographique des bassins versants étudiés. Les séries obtenues sont complètes et ne présentent aucune lacune sur la période considérée.

Après leur extraction, un contrôle de cohérence supplémentaire a été effectué afin de s'assurer que la contrainte (ETP ≥ ETR) est respectée. Les séries sur chaque bassin ont été obtenues en faisant la moyenne spatialisée de l'ETR et de l'ETP dans les limites du bassin.

III.2.3. Débits

Les données de débit utilisées dans cette étude ont été collectées auprès de la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE), précisément au niveau de la Direction des Études et de l'Information sur l'Eau (DEIE). Il s'agit de séries de débits journaliers mesurés au niveau de dix-sept (17) stations hydrométriques localisées aux exutoires des dix-sept bassins versants étudiés (**Figure 2**).

Le choix des stations hydrométriques a été effectué en privilégiant les stations situées directement sur les cours d'eau et suffisamment éloignées des barrages, afin de limiter l'influence des ouvrages hydrauliques sur le régime naturel des écoulements.

Les séries de débits présentent toutefois des lacunes d'observation. Dans le cadre de cette étude, seules les stations présentant un taux de lacunes inférieur à 50 % ont été retenues afin de garantir une meilleure représentativité et une fiabilité acceptable des analyses hydrologiques. Les taux de lacunes observés au niveau des différentes stations varient de 5% à 50%, la plupart des stations présentant moins de 35% de données manquantes sur la période d'étude (**Figure 3**).

Les données n'ont subi aucun comblement et ont été gardées avec les lacunes, dans le but d'avoir des données représentatives du contexte ouest-africain.

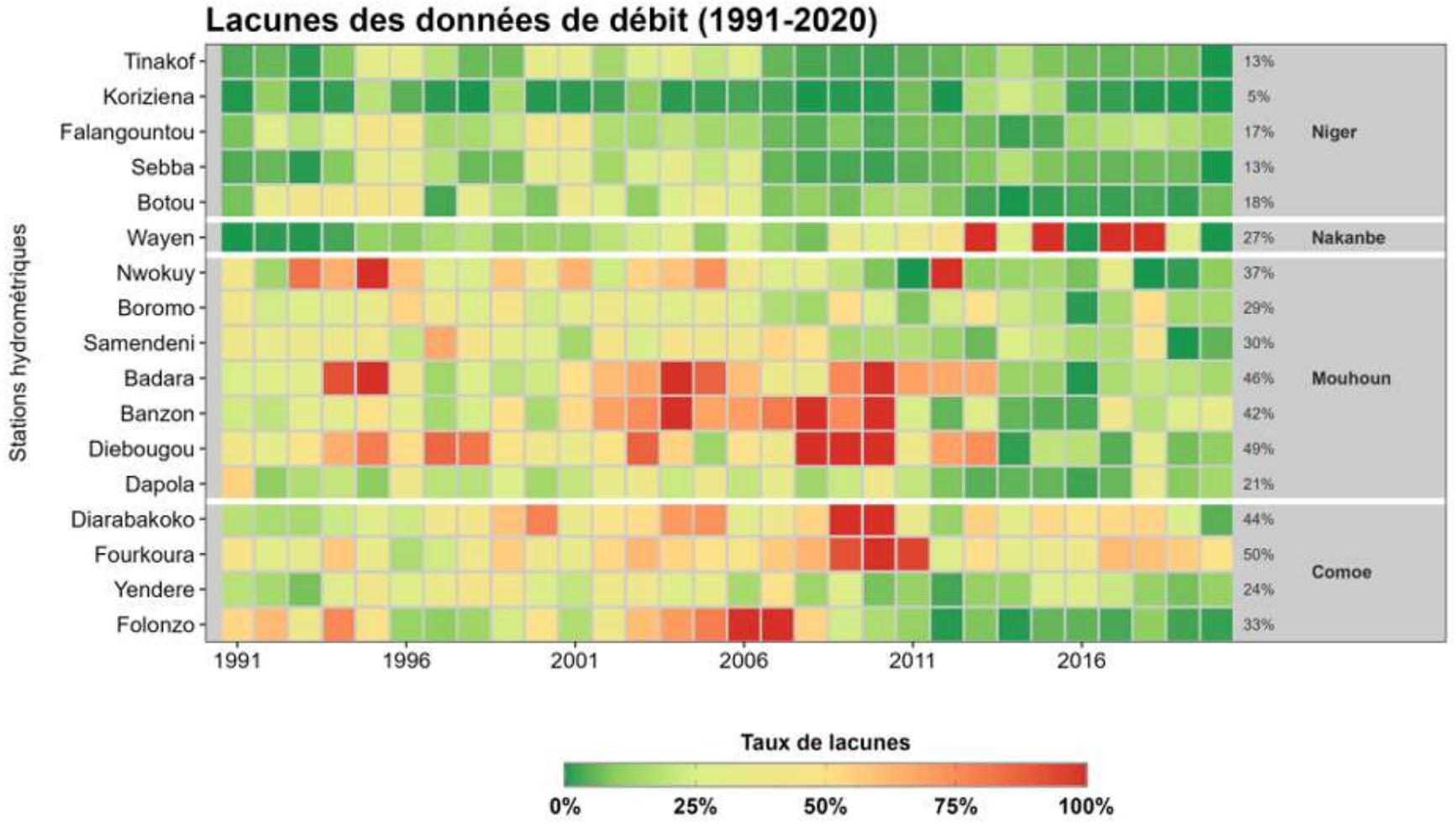


Figure 3 : Taux de lacunes par station hydrométrique sur la période (1991-2020)

Par ailleurs, une analyse du module moyen mensuel des 17 bassins versants a été réalisée afin de mettre en évidence les variations des conditions hydrologiques au cours de la période d'étude. Le régime de débit annuel moyen des stations sélectionnées met en évidence la saisonnalité marquée par une seule saison des pluies, caractéristique des contextes sahéliens et subsahéliens. Les débits de pointe surviennent généralement entre août et septembre, tandis que les débits très faibles proches de zéro surviennent pendant la longue saison sèche à l'exception des stations plus pérennes des bassins du Mouhoun et de la Comoé où un débit de base modéré persiste jusqu'au début de la saison sèche (**Figure 4**).

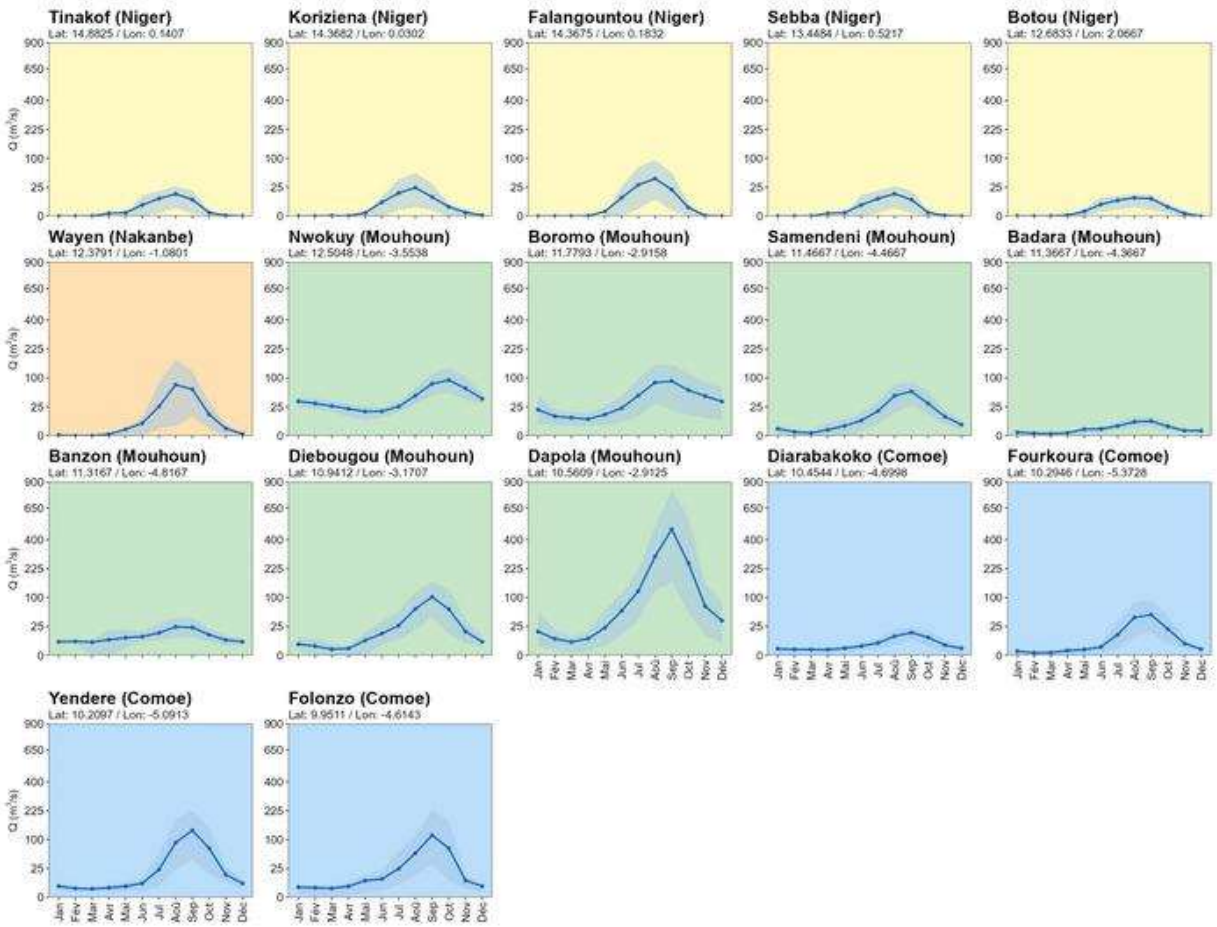


Figure 4 : Module moyen mensuel des 17 bassins sur la période 1991-2020

III.3. Modèles hydrologiques

Dans le cadre de cette étude, trois modèles hydrologiques conceptuels ont été retenus. Il s'agit des modèles GR6J, IHACRES et HBV. Ces trois modèles fonctionnent au pas de temps journalier et utilisent les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (ETP) comme données d'entrée. Ces modèles ont l'avantage d'être parcimonieux, c'est-à-dire à faibles paramètres, et d'être utilisés dans la modélisation des bassins ouest-africains où le manque de données sur l'humidité du sol, la couverture végétale et les propriétés du sous-sol limite l'application de modèles physiquement distribués (Kodja et al., 2020; Odusanya et al., 2021; Guo et al., 2024). Leur choix repose en outre sur leur logique comparative : bien que chacun adopte une structure conceptuelle différente pour représenter les processus de ruissellement et d'évapotranspiration, ils partagent une structure de bilan du sol qui peut être contrainte par l'ETR satellitaire lors de la calibration. Le recours à trois modèles permet ainsi d'apprécier la robustesse des conclusions au-delà d'un modèle unique et d'identifier d'éventuels comportements spécifiques liés à leur structure interne.

Ces trois modèles ont été mis en œuvre dans l'environnement R/Rstudio, à l'aide des packages suivants : airGR pour GR6J et HBV.IANIGLA pour HBV et Hydromad pour IHACRES.

III.3.1. GR6J

Le modèle de *Génie Rural à 6 paramètres journalier* (GR6J) est un modèle pluie-débit global et conceptuel journalier de la famille de modèles GR développé par Pushpalatha et al. (2011) . C'est une extension du modèle GR4J de Perrin et al. (2003) à laquelle ont été ajoutés deux paramètres supplémentaires pour mieux représenter les écoulements de basses eaux et les échanges souterrains. Le modèle simule le bilan hydrique du bassin versant à travers un réservoir de production contrôlant la dynamique de l'humidité du sol et de l'évapotranspiration.

L'ETR est représentée comme une fonction non linéaire de la disponibilité en eau du sol, de sorte que l'évapotranspiration se rapproche progressivement de l'ETP à mesure que le réservoir de production se remplit. Les précipitations nettes non consommées par l'évapotranspiration contribuent soit à la percolation vers un réservoir de routage, soit à la génération directe de ruissellement via des hydrogrammes unitaires. Le débit de rivière est ensuite généré par la combinaison des composantes de routage rapides et lentes, complétée par un réservoir de routage exponentiel qui améliore la représentation des débits faibles (**Figure 5**). Des termes d'échange d'eaux souterraines supplémentaires permettent des gains ou des pertes non

conservatifs entre des bassins versants voisins et sont calculés à partir du réservoir de production comme une fonction de la demande évaporative et du niveau de remplissage du sol (Pushpalatha et al., 2011).

Le modèle comporte six (6) paramètres (**Tableau 3**) et est implémenté dans le package R airGR en version 1.7.9 (Coron et al., 2026).

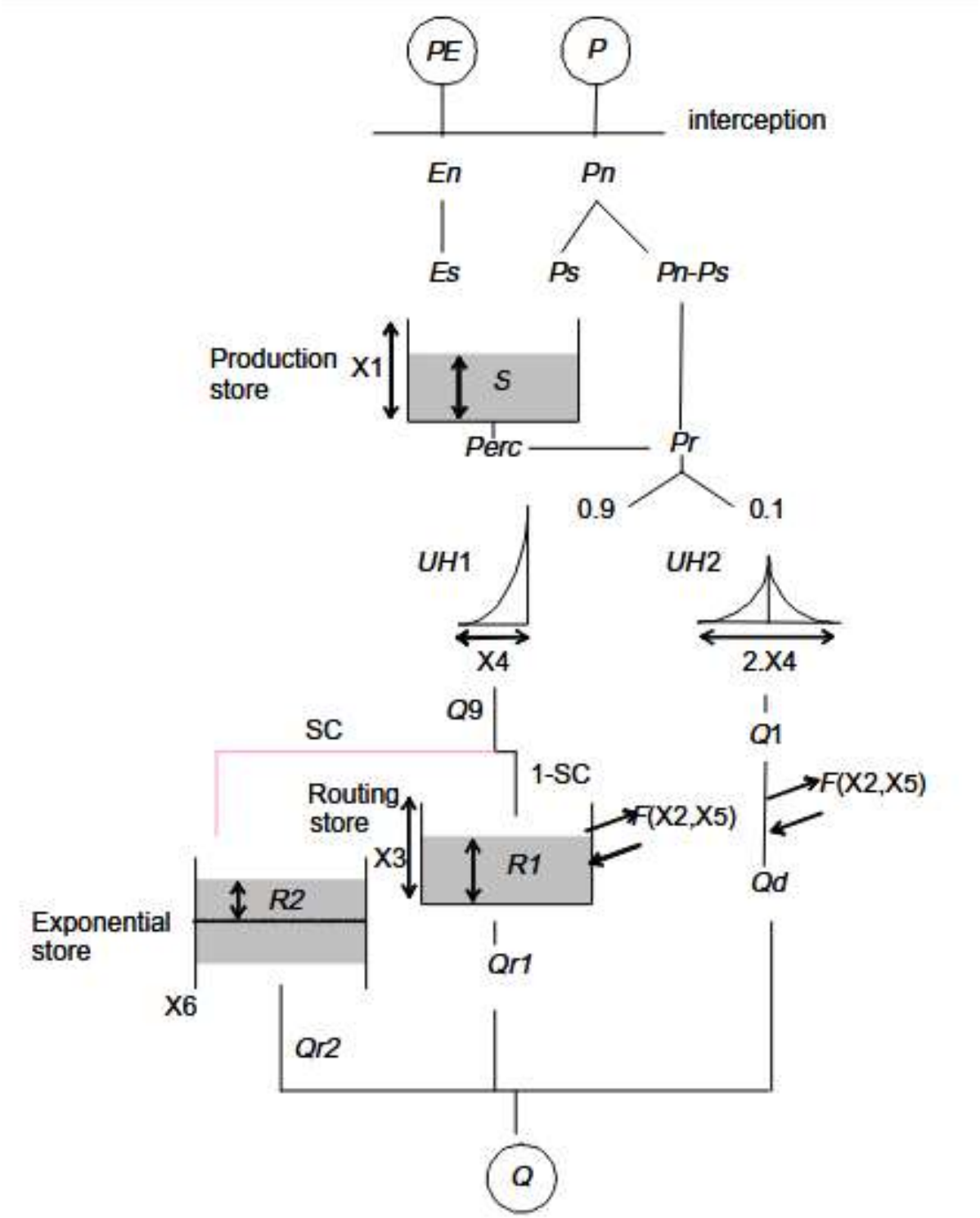


Figure 5 : Représentation du fonctionnement du modèle GR6J (Pushpalatha et al., 2011)

Tableau 3 : Description des paramètres du modèle GR6J

Paramètres	Plages	Unités	Significations physiques
X1	[0 ; 3000]	mm	Capacité maximale du réservoir de production (sol)
X2	[-5 ; 3]	mm/j	Coefficient d'échange souterrain
X3	[1 ; 1000]	mm	Capacité maximale du réservoir de routage
X4	[0.01; 2,9]	j	Temps de montée de l'hydrogramme unitaire
X5	[-2 ; 2]	-	Seuil d'échange inter-bassins
X6	[0 ; 1000]	mm	Capacité du réservoir exponentiel (vidange lent)

NB : Les plages de variation des paramètres de GR6J ont été définies à partir de la documentation du package R airGR (Coron et al., 2017) puis affinées sur la base de Perrin et al. (2003) et Pushpalatha et al. (2011). Les capacités des réservoirs de production et de routage (X1, X3) ont ensuite été étendues vers des valeurs plus élevées, tandis que la durée de base de l'hydrogramme unitaire (X4) a été réduite afin de mieux représenter les importants stocks d'eau dans les sols profonds et la réponse rapide du ruissellement caractéristiques des bassins versants sahéliens semi-arides, conformément à l'approche proposée par Park et al. (2025).

III.3.2. HBV

Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning (HBV) est un modèle conceptuel pluie-débit semi-distribué d'origine suédoise, développé par Bergström (1976) et largement utilisé dans sa version simplifiée globale (HBV-light). Il décompose le cycle hydrologique en quatre routines successives : une routine neige, une routine sol, une routine de zone non saturée (eaux rapides et interfluve) et une routine de zone saturée (baseflow). Le modèle simule la dynamique de l'humidité du sol à l'aide d'une formulation basée sur le stockage, contrôlée par la capacité maximale en eau du sol, des seuils d'évapotranspiration et des fonctions de recharge non linéaires.

Contrairement à GR6J, l'ETR dans HBV est représentée par une relation basée sur un seuil avec l'humidité du sol : l'évapotranspiration est égale à l'ETP lorsque l'eau du sol dépasse un seuil critique et diminue linéairement dans des conditions plus sèches. L'eau s'écoulant du réservoir du sol alimente une cascade de réservoirs de routage interconnectés représentant le ruissellement de surface rapide, l'écoulement souterrain intermédiaire et les apports lents des eaux souterraines. Ces processus de routage sont ensuite lissés à l'aide d'une fonction de transfert triangulaire, et le débit total est obtenu comme la somme de toutes les composantes du routage (**Figure 6**).

Il est composé de quinze (15) paramètres dont six (6) qui appartiennent à la routine neige et glaciers (**Tableau 4**). Dans le cadre de notre étude, en raison du contexte sahélien, les

paramètres relatifs au module neige et glaciers ont été gelés et la calibration s'est faite uniquement sur les 9 paramètres restants. Les intervalles de ces 9 paramètres sont tirés de Beck et al. (2016). Il a été implémenté à l'aide du package HBV.IANIGLA en version 0.2.6 (Toum, 2022).

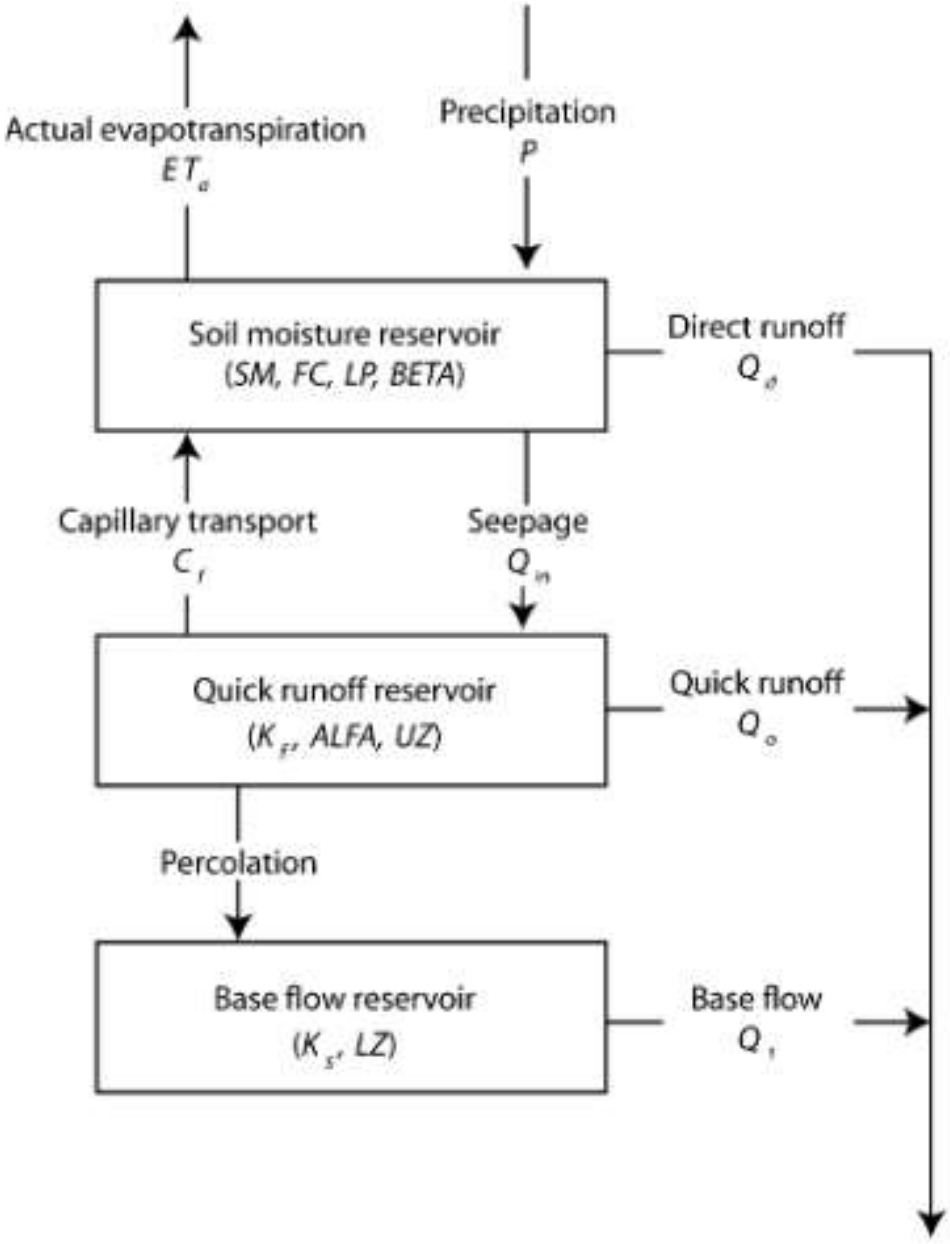


Figure 6 : Représentation du fonctionnement du modèle HBV (Rientjes et al., 2013)

Tableau 4 : Description des paramètres du modèle HBV

Paramètres	Plages	Unités	Significations physiques
FC	[50 ; 700]	mm	Capacité maximale en eau du sol (field capacity)
LP	[0,3 ; 1]	-	Seuil d'humidité du sol pour une extraction maximale de l'ETR (LP × FC)
BETA	[1 ; 6]	-	Exposant de la non-linéarité pour la recharge du sol
K0	[0,05 ; 0,99]	j^{-1}	Constante de vidange du réservoir supérieur (crue)
K1	[0,01 ; 0,8]	j^{-1}	Constante de vidange du réservoir intermédiaire (interfluve)
K2	[0,001 ; 0,15]	j^{-1}	Constante de vidange du réservoir inférieur (baseflow)
UZL	[0 ; 100]	mm	Seuil de déversement du réservoir supérieur vers le réservoir intermédiaire
PERC	[0 ; 6]	mm/j	Taux de percolation du réservoir intermédiaire vers inférieur
Bmax	[1 ; 3]	j	Durée de l'hydrogramme unitaire triangulaire

III.3.3. IHACRES

Identification of unit Hydrographs And Component flows from Rainfall Evapotranspiration and Streamflow-Catchment Moisture Deficit (IHACRES-CMD) dénommé IHACRES, est un modèle pluie-débit global et conceptuel journalier développé initialement par Jakeman et al. (1990) puis étendu par Croke et Jakeman (2004). Il combine un module non linéaire de comptabilisation de l'humidité du sol avec une structure de routage linéaire composée de deux réservoirs exponentiels parallèles. Le cœur du modèle est l'indice de déficit hydrique du bassin versant (CMD), qui évolue en fonction des conditions d'humidité antérieures et contrôle simultanément la production effective de précipitations et les pertes par évapotranspiration.

L'ETR est estimée comme une fraction de l'ETP limitée par l'humidité, régulée par des paramètres régissant l'efficacité de l'évapotranspiration et la sensibilité de l'humidité du sol. L'excédent pluviométrique généré après les pertes par évapotranspiration est acheminé vers des réservoirs de ruissellement lent et rapide caractérisés par des constantes de récession distinctes, ce qui permet au modèle de représenter à la fois les réponses rapides du ruissellement et les contributions différées du débit de base. Le débit total correspond à la somme des composantes de ruissellement rapide et lent (**Figure 7**).

Il est composé de six paramètres (**Tableau 5**) dont les intervalles sont tirés de (Croke et al.,

2004). Il est disponible dans le package Hydromad version 0.9-27 (Andrews et al., 2021).

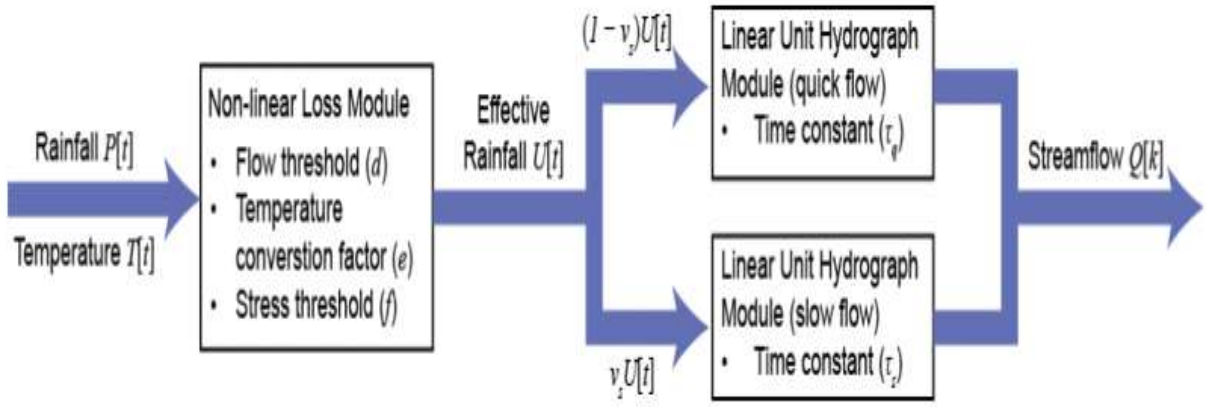


Figure 7 : Représentation du fonctionnement du modèle IHACRES ("IHACRES-CMD - SRG - Guide de l'utilisateur source 4.9 - Confluence," n.d.)

Tableau 5 : Description des paramètres du modèle IHACRES

Paramètres	Plages	Unités	Significations physiques
f	[0,01 ; 3]	-	Sensibilité de l'ET à l'humidité du sol
e	[0,001 ; 1,5]	-	Efficacité de l'évapotranspiration
d	[50 ; 550]	mm	Déficit hydrique de référence
τ_s	[1 ;200]	j	Constante de temps du réservoir lent
τ_q	[0 ; 10]	j	Constante de temps du réservoir rapide
v_s	[0,01 ; 0,99]	-	Fraction du volume attribuée au réservoir (lent)

III.4. Approches de calibration

III.4.1. Périodes de calibration

La calibration des modèles a été réalisée sur une seule période fixe, soit 1991-2010, et la validation sur 2011-2020. La période de calibration est précédée d'une période de mise en route (warm-up period) de deux (2) ans (1989-1990) permettant l'initialisation des états internes des modèles (**Tableau 6**).

Tableau 6 : Périodes de calibration

	Étude : 1991-2020 (30 ans)	
Mise en route : 1989-1990 (2 ans)	Calibration : 1991-2010 (20 ans)	Validation : 2011-2020 (10 ans)

Chaque modèle hydrologique a été calibré selon trois schémas distincts : (i) calage basé sur le débit seul (Q_*seul*), (ii) calage basé sur l'ETR seul (*ETR_seul*) et (iii) calage conjoint sur le débit et l'ETR(*Q+ETR*). Pour chaque schéma de calibration, les débits et l'ETR sont simulés (**Tableau 7**). L'objectif est d'évaluer comment le type et la dimensionnalité des contraintes de calage influencent les performances du modèle, l'identifiabilité des paramètres et le réalisme de la répartition simulée de l'eau.

Tableau 7 : Schémas de calibration des modèles

Schéma	Variable de calage	Variables simulées
(i) Q_seul	Q_obs	Q_sim et ETR_sim
(ii) ETR_seul	ETR_satellitaire	Q_sim et ETR_sim
(iii) Q+ETR	Q_obs +ETR_satellitaire	Q_sim et ETR_sim

III.4.2. Optimisation des modèles

L'optimisation des paramètres a été réalisée à l'aide de l'algorithme d'évolution complexe aléatoire SCE-UA. SCE-UA est un algorithme d'optimisation globale spécialement conçu pour les espaces de paramètres hydrologiques hautement linéaires et non modaux (Duan et al., 1992). La méthode repose sur la combinaison de trois mécanismes complémentaires : un échantillonnage probabiliste, une évolution compétitive de complexes de paramètres et un brassage périodique des complexes. L'ensemble vise à favoriser la convergence vers l'optimum global tout en limitant le risque de rester piégé dans un minimum local. En pratique, le calage

a été réalisé à l'aide de 5 complexes, en autorisant 10000 évaluations de la fonction objectif, avec un seuil de convergence fixé à 0,01 % et un critère d'arrêt anticipé de 7 boucles de brassage successives sans amélioration significative.

Pour chaque schéma de calibration la fonction objective est définie. Pour la calibration basée sur *Q_seul*, la fonction est définie dans l'**Équation 2 :**

$$OF_Q = \frac{1}{2}\left[KGE(Q) + KGE(log(Q+\varepsilon))\right] \qquad \textit{Eq. 2.}$$

où KGE désigne le critère d'efficacité Kling Gupta et al (2012). La transformation logarithmique augmente la sensibilité de la fonction objective aux conditions de faibles débits tout en préservant la contribution des débits élevés par le biais de la composante non transformée. La petite constante ε = 0,01 empêche l'instabilité numérique associée à des débits nuls ou proches de zéro et garantit un calcul stable du logarithme (Santos et al., 2018). Cette formulation duale offre donc une représentation équilibrée à la fois de la dynamique des débits élevés et du comportement de récession à faible débit, ce qui est particulièrement important dans les bassins versants sahéliens fortement saisonniers (Ndiaye et al., 2025).

Pour le schéma de calibration (ii) basé sur *ETR_seul*, la fonction est définie par l'**Équation 3 :**

$$OF_{ETR} = \frac{1}{2}\left[KGE\left(\sqrt{ETR_{journalier}}\right) + KGE\left(\sqrt{ETR_{mensuel}}\right)\right] \qquad \textit{Eq. 3.}$$

où le KGE est calculé séparément sur les séries chronologiques quotidiennes et mensuelles de l'ETR. La transformation par racine carrée réduit l'influence des valeurs extrêmes de l'ETR tout en préservant la variabilité temporelle. La combinaison des composantes quotidiennes et mensuelles permet à la fonction objectif de contraindre des informations hydrologiques complémentaires : le terme quotidien rend compte de la dynamique de l'évapotranspiration à court terme et de la variabilité à l'échelle des événements, tandis que le terme mensuel contraint le comportement du bilan hydrique saisonnier tout en réduisant l'impact du bruit à haute fréquence et des incertitudes de récupération couramment associées aux produits ETR issus de la télédétection. L'utilisation combinée de plusieurs échelles temporelles offre une représentation plus robuste de la dynamique de l'évapotranspiration à court et à long terme (Trotter et al., 2023; Hsu et al., 2025).

Pour le schéma (iii) *Q+ETR*, les objectifs d'OF_Q et d'OF_{ETR} ont été combinés avec une pondération égale comme dans l'**Équation 4 :**

$$OF_{Q+ETR} = \frac{1}{2}\left[OF_Q + OF_{ETR}\right] \qquad \textit{Eq. 4.}$$

III.4.3. Temps de simulation

Le temps d'exécution des schémas de calibration dépend à la fois du schéma de calibration adopté, du modèle hydrologique utilisé et des caractéristiques matérielles de l'ordinateur sur lequel les simulations sont réalisées. Afin de garantir la reproductibilité des résultats, les simulations ont été exécutées sur un ordinateur équipé d'un processeur Intel(R) Core (TM) i5-7200U, comportant 2 cœurs cadencés allant de 2,50 à 2,71 GHz, et d'une mémoire vive (RAM) de 8 Go. Le **Tableau 8** synthétise les temps moyens de calibration observés par bassin, selon le modèle hydrologique et le schéma de calibration.

Tableau 8: Temps moyen de calibration par bassin versant

Modèle	**Q_seul**	**ETR_seul**	**Q+ETR**
GR6J	4 à 5 mn	20 mn	20 mn
HBV	2 à 3 mn	5 à 6 mn	5 à 6 mn
IHACRES	12 mn	30 à 35 mn	40 mn

Au total, le temps de calcul cumulé sur les 17 bassins versants varie considérablement selon la combinaison modèle/schéma retenu, allant d'environ 34 minutes pour le cas le plus rapide (HBV, schéma Q_only) à près de 11h20mn pour le cas le plus coûteux (IHACRES, schéma Q+ETR).

III.5. Évaluation des modèles

III.5.1. Métriques de performances

Les performances des schémas de calibration sont évaluées aussi bien pour la simulation du débit (Q) que pour celle de l'ETR, quel que soit le schéma. Quatre métriques complémentaires sont utilisées comme critères de performance : le Kling-Gupta Efficiency (KGE), le coefficient de détermination (R^2), le pourcentage de biais (PBIAIS) et la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), tous répertoriées dans le **Tableau 9.**

Tableau 9 : Métriques de performance utilisées pour l'évaluation des modèles hydrologiques.

Métrique	Formule	Plage	Valeur optimale
KGE	$1-\sqrt{(r-1)^2+(\alpha-1)^2+(\beta-1)^2}$	$[-\infty,1]$	1
R^2	$\left[\frac{\sum_{i=1}^{n}(O_i-\bar{O})(S_i-\bar{S})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(O_i-\bar{O})^2}\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(S_i-\bar{S})^2}}\right]^2$	[0,1]	1
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(S_i-O_i)^2}$	$[0,+\infty]$	0
PBIAIS	$100\times\frac{\sum_{i=1}^{n}(S_i-O_i)}{\sum_{i=1}^{n}O_i}$	$[-\infty,+\infty]$	0

Avec : r le coefficient de Pearson, α le rapport de variabilité ($\alpha = CV_s/CV_o$), β est le rapport de biais ($\beta = \mu_s/\mu_o$), O_i est la série observé, S_i est la série simulée, $\bar{O}$ est la moyenne des valeurs observées, $\bar{S}$ est la moyenne des valeurs simulés n la longueur de la série observée ou simulée.

Le KGE évalue la concordance globale entre la variable observée et la variable simulée.

Le coefficient R^2 permet de quantifier la proportion de la variance observée expliquée par les simulations.

Le PBIAIS renseigne sur les biais systématiques de sous-estimation ou de surestimation. Les valeurs positives indiquent une surestimation et les valeurs négatives une sous-estimation.

Le RMSE mesure l'amplitude moyenne des erreurs de simulation, avec une plus grande sensibilité aux écarts importants.

III.5.2. Hydro-climatologie journalière

En complément des métriques agrégées, l'hydro-climatologie est calculée pour caractériser le comportement dynamique de chaque bassin et comparer les schémas de calibration au-delà des seules statistiques globales.

Le régime journalier moyen (ou climatologie journalière) est construit en calculant la moyenne de Q et ETR simulé et observé pour chaque jour de l'année (jours 1 à 365) sur la période de

validation. Il permet de vérifier si le modèle reproduit correctement la saisonnalité et le décalage des maxima et minima.

IV. Résultats

IV.1. Description du cadre hydro-climatique des bassins étudiés

IV.1.1. Variables climatiques et hydrologiques

Les bassins versants de la zone d'étude présentent un gradient hydro-climatique allant des bassins semi-arides du nord aux bassins humides du sud (**Figure 8**). Les précipitations ont tendance à augmenter : allant de 515 mm.an^{-1} dans les bassins du Niger à 1049 mm.an^{-1} dans les bassins de la Comoé (**Figure 8.a**). À l'inverse, l'ETP a tendance à baisser dans le même sens, passant de 2188 mm.an^{-1} dans les bassins du Niger à 1700 mm.an^{-1} dans les bassins de la Comoé (**Figure 8.b**). Cette opposition entre une demande évaporative élevée au nord et une disponibilité en eau croissante vers le sud se reflète sur l'indice d'aridité IA (IA = ETP/P), qui suit la même tendance que celle de l'ETP : il décroît des bassins du Niger (IA > 3,5) vers les bassins de la Comoé (IA ~ 1,6) (**Figure 8.e**), confirmant le passage d'un régime semi-aride à un régime sub-humide.

Au-delà de ce gradient nord-sud, le ruissellement présente une forte variabilité intra-bassin, indépendante du gradient climatique (**Figure 8.c**). L'ETR, quant à elle, augmente des bassins du Niger vers ceux de la Comoé (**Figure 8.d**). Ces variations se répercutent sur les indices du bilan hydrologique. Le coefficient de ruissellement Cr (Cr = Q/P) évolue de la même manière que le ruissellement (**Figure 8.f**) ; les valeurs vont de 0,02 à 0,2, traduisant ainsi que la majeure partie des précipitations est perdue par évapotranspiration ou infiltration et que moins de 20% des précipitations se transforment en écoulement. L'efficience d'évaporation EE (EE = ETR/ETP) évolue dans le même sens que l'ETR (**Figure 8.h**) ; elle varie de 0,22 à 0,52, traduisant une demande évaporative non satisfaite. Enfin, l'indice d'évaporation IE (IE=ETR/P) reste relativement stable dans les bassins (varie de 0,8 à 0,9) (**Figure 8.g**), signifiant que l'ETR absorbe 80% à 90% des précipitations et que presque toute la pluie est évapo-transpirée.

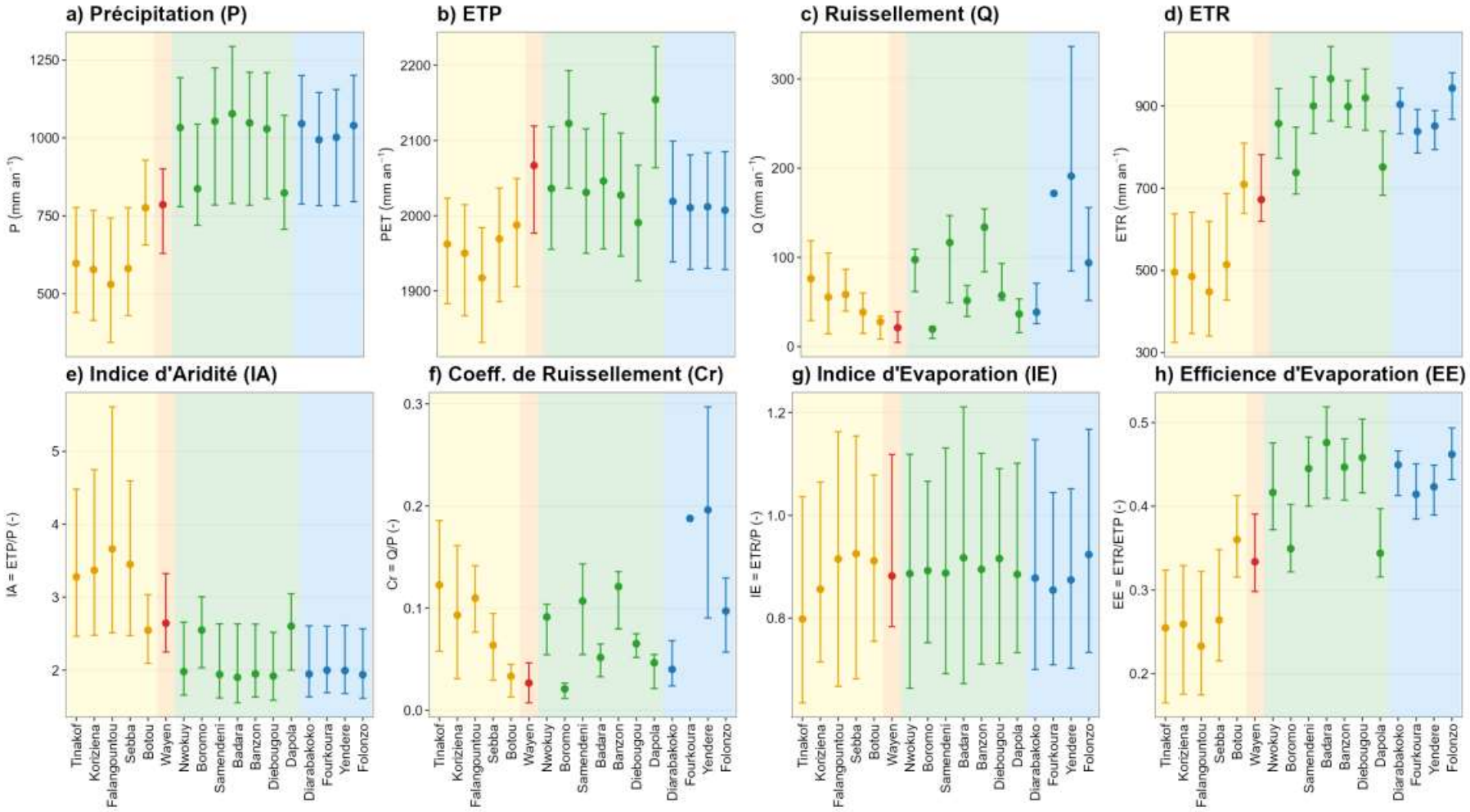


Figure 8 : Caractéristiques moyennes des variables hydro-climatiques des 17 bassins versants étudiés sur la période 1991-2020.

IV.1.2. Bilan hydrologique moyen sur la période 1991-2020

Le bilan hydrologique moyen sur la période 1991-2020 a été évalué sur l'ensemble des 17 bassins versants. Les valeurs moyennes annuelles des principales composantes du bilan sont présentées dans le **Tableau 10**.

Les précipitations annuelles moyennes varient de 515,7 mm (Falangoutou) à 1049,8 mm (Badara) tandis que l'ETP oscille entre 1744 mm (Fourkoura) et 2085 mm (Botou). Ces résultats concordent avec les caractéristiques hydro-climatiques du Burkina Faso, où l'ETP dépasse structurellement les précipitations et où la pluviométrie s'organise selon la zone climatique (sahélienne, soudano-sahélienne et soudanienne). Les valeurs d'ETR varient de 454 mm à 950 mm et restent partout inférieures à l'ETP, ce qui est attendu dans un contexte où la demande atmosphérique excède structurellement la disponibilité en eau.

Pour vérifier la consistance des données, un bilan à long terme a été calculé via le résidu $\Delta S = P - ETR - Q$. En effet, le modèle de Budyko suppose que, sur une période suffisamment longue, les variations du stockage dans le bassin versant sont négligeables et que les précipitations sont intégralement réparties entre le débit et l'évapotranspiration ($P \approx ETR + Q$). Les résidus de stockage calculés (ΔS) varient de -62 mm (Yendéré) à 74,8 mm (Boromo), soit une plage de -6,4% à 8,8% des précipitations., demeurant ainsi largement inférieure à ± 10% des précipitations dans les 17 bassins versants et confirmant une fermeture approximative à long terme du bilan hydrologique et la validité de l'hypothèse de Budyko (Koppa et al., 2021; Cheng et al., 2025; Ibrahim et al., 2025). Les faibles résidus ,majoritairement positifs, reflètent les biais liés à l'évapotranspiration réelle satellitaire, aux précipitations mesurées ou à la contribution des eaux souterraines (Han et al., 2020; Gordon et al., 2022).

Tableau 10 : Bilan hydrologique moyen annuel et indices hydro-climatiques des 17 bassins versants étudiés (1991-2020)

Bassin versant	P (mm)	ETP (mm)	Q (mm)	ETR (mm)	ΔS (mm) / (ΔS/P)	Cr	IE	IA	EE
Tinakof	595,8	2190,3	75,1	481,5	39,2 (6,6%)	0,126	0,808	3,676	0,220
Koriziena	575,7	2172,1	56,7	493,3	25,6 (4,4%)	0,099	0,857	3,773	0,227
Falangountou	515,7	2135,6	59,7	454,1	1,9 (0,4%)	0,116	0,880	4,141	0,213
Sebba	584,6	2077,7	38	528,4	18,2 (3,1%)	0,065	0,904	3,554	0,254
Botou	782,1	2085	24,8	713	44,3 (5,7%)	0,032	0,912	2,666	0,342
Wayen	773,2	2019,6	21,1	691,2	60,9 (7,9%)	0,027	0,894	2,612	0,342
Nwokuy	1002	1932,3	91,6	854,9	55,6 (5,5%)	0,091	0,853	1,928	0,442
Boromo	846,4	1979,4	17,6	753,9	74,9 (8,8%)	0,021	0,891	2,338	0,381
Samendeni	1018,3	1860	106,8	895,7	15,8 (1,6%)	0,105	0,88	1,827	0,482
Badara	1049,8	1878	51,7	950,1	48 (4,6%)	0,049	0,905	1,789	0,506
Banzon	1012,1	1849,3	125	898,3	-11,3 (-1,1%)	0,124	0,888	1,827	0,486
Diebougou	1012,2	1883,4	66,2	904,2	41,8 (4,1%)	0,065	0,893	1,861	0,480
Dapola	848,8	1953,9	33,9	758,3	56,5 (6,7%)	0,040	0,893	2,302	0,388
Diarabakoko	1008,7	1792,6	44,3	894,7	69,7 (6,9%)	0,044	0,887	1,777	0,499
Fourkoura	977,2	1744,4	171,7	835,6	-30,1 (-3,1%)	0,176	0,855	1,785	0,479
Yendere	983,3	1763,9	199,8	846,1	-62,6 (-6,4%)	0,203	0,860	1,794	0,480
Folonzo	1009,2	1776,1	102	930,9	-23,7 (-2,3%)	0,101	0,922	1,760	0,524

Le coefficient de ruissèlement très faible à la station de Boromo par rapport à samandeni qui est à l'amont est dû à la taille du bassin et à sa capacité d'infiltration.

IV.2. Performances des schémas de calibration

Les différents schémas de calibration présentent des résultats contrastés sur les modèles hydrologiques en fonction des métriques utilisées.

IV.2.1. Métriques de performance des modèles

IV.2.1.1. Critère KGE

Le schéma de calibration *Q_seul* produit les meilleures simulations de débit pour les trois modèles aussi bien en calibration qu'en validation avec une valeur médiane de KGE de 0,60 à 0,67 en calibration (**Figure 9.a**) et 0,48 à 0,56 en validation (**Figure 9.c**). Ce même schéma avec les modèles HBV et IHACRES reproduit assez bien l'ETR avec un KGE de 0,58 et 0,47 (**Figure 9.b)** en calibration puis de 0,34 à 0,28 en validation (**Figure 9.d**), tandis qu'avec le modèle GR6J il échoue à le reproduire avec un KGE de -0,03 en calibration et 0,25 en validation (**Figure 9.b et 9.d**).

Le schéma *ETR_seul* ne parvient pas à reproduire correctement les débits quel que soit le modèle utilisé, avec des KGE variant de -0,22 à 0,22 en calibration (**Figure 9.a**) et de -0,20 à 0,34 en validation (**Figure 9.c**). À contrario, pour ce schéma, seul le modèle GR6J parvient à bien reproduire l'ETR avec un KGE de 0,53 en calibration (**Figure 9. b**) et de 0,43 en validation (**Figure 9.d**). HBV et IHACRES n'y parviennent pas avec des valeurs de KGE de 0,32 et 0,26 en calibration (**Figure 9.b**) contre des valeurs de KGE de 0,27 à 0,29 en validation (**Figure 9.d**).

Le schéma *Q+ETR* produit des performances satisfaisantes sur les deux variables pour l'ensemble des modèles. Sur le débit, les KGE varient de 0,55 à 0,63 en calibration (**Figure 9. a**) et de 0,31 à 0,52 en validation (**Figure 9.c**), des niveaux comparables à ceux du schéma *Q_seul*. Sur l'ETR, les KGE varient de 0,57 à 0,63 (**Figure 9.b**) en calibration et de 0,33 à 0,38 en validation (**Figure 9.d**), nettement supérieurs à ceux du schéma *Q_seul*, confirmant l'apport de la double contrainte pour améliorer la simulation de l'ETR sans sacrifier celle du débit.

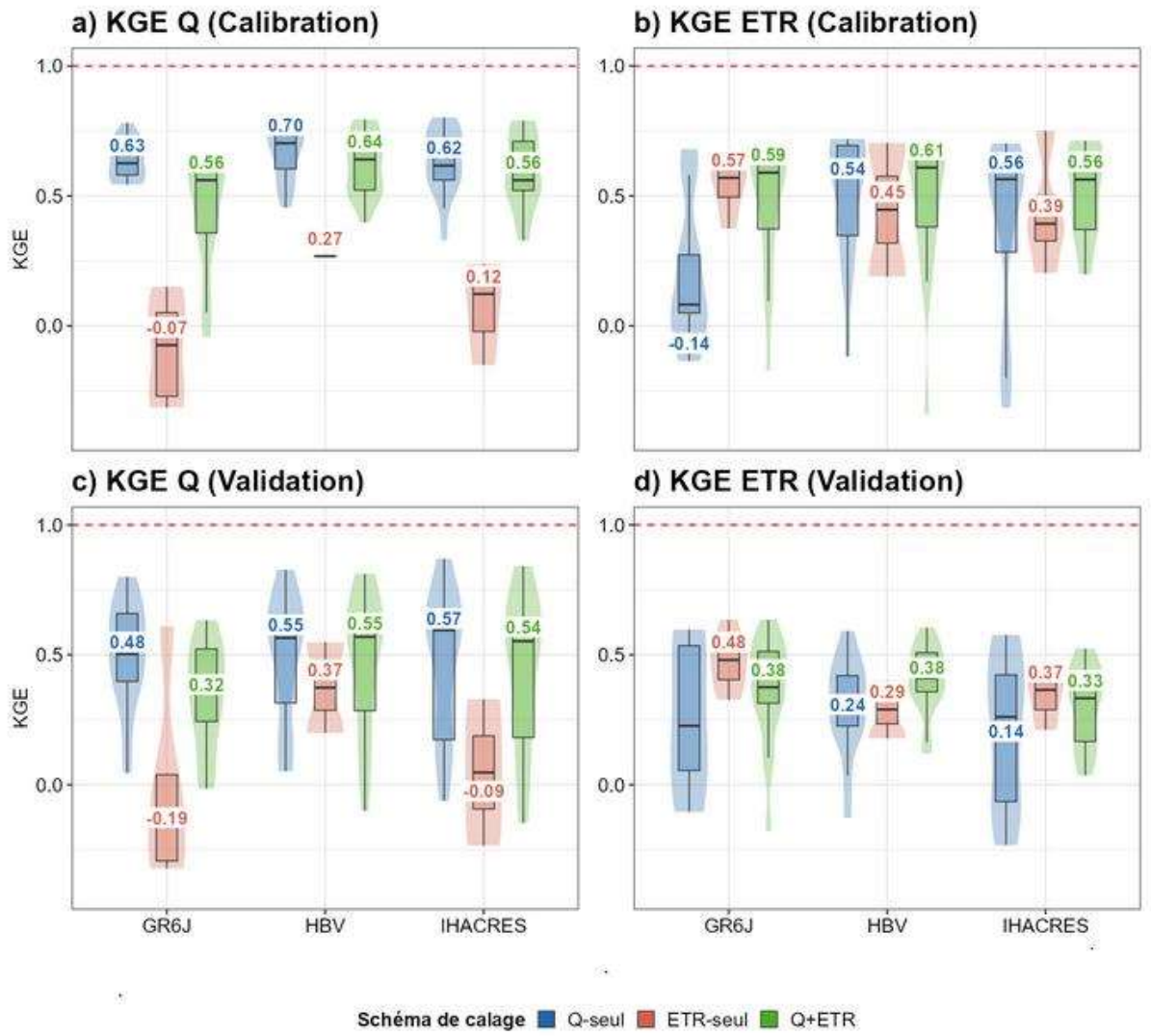


Figure 9 : Critère KGE des 17 bassins sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration

IV.2.1.2. Critère R^2

Le schéma de calibration *Q_seul* reproduit assez bien la dynamique temporelle des débits observés pour les trois modèles avec des R^2 de 0,41 ; 0,47 et 0,41 en calibration (**Figure 10. a**) et de 0,48 ; 0,49 et 0,50 en validation (**Figure 10.c**). En revanche, sur l'ETR, les performances sont plus modestes : les R^2 varient de 0,22 ; 0,43 et 0,26 en calibration (**Figure 10.b**) à 0,20 ; 0,38 et 0,28 en validation (**Figure 10.d**), traduisant une cohérence temporelle limitée de la simulation de l'ETR lorsque le modèle est calibré uniquement sur le débit.

Pour le schéma de calibration *ETR_seul*, les modèles HBV et IHACRES reproduisent assez bien la dynamique des débits observés avec des valeurs de R^2 de 0,38 et 0,27 en calibration (**Figure 10.a**) contre 0,48 et 0,46 en validation (**Figure 10.c**), tandis que GR6J peine à reproduire cette même dynamique, avec un R^2 allant de 0,01 en calibration (**Figure 10.a**) à 0,14

en validation (**Figure 10.c**). Pour ce même schéma, GR6J reproduit assez bien la dynamique temporelle de l'ETR satellitaire avec des valeurs de R^2 allant de 0,44 en calibration (**Figure 10.b**) à 0,42 (**Figure 10.d**). En revanche, HBV et IHACRES avec des R^2 de 0,27 et 0,09 en calibration (**Figure 10.b**) et 0,15 et 0,27 en validation (**Figure 10.d**) n'arrivent pas à reproduire la dynamique temporelle de l'ETR malgré la contrainte sur celle-ci.

Le schéma *Q+ETR* produit des R^2 équilibrés sur le débit et l'ETR pour tous les modèles. Sur le débit, les R^2 sont de 0,38, 0,41 et 0,40 en calibration (**Figure 10.a**) et de 0,35 ; 0,48 et 0,46 en validation (**Figure 10.c**). Sur l'ETR, les R^2 atteignent 0,48 ; 0,38 et 0,41 en calibration (**Figure 10.b**) et 0,40 ; 0,28 et 0,30 en validation (**Figure 10.d**), des valeurs nettement supérieures à celles du schéma *Q_seul* sur l'ETR et comparables à celles du schéma *ETR_seul* sur l'ETR, confirmant l'équilibre offert par la double contrainte. Comparativement au schéma *Q_seul,* l'intégration de l'ETR a permis d'améliorer nettement la capacité des modèles à reproduire la dynamique temporelle de l'ETR, tout en maintenant une cohérence temporelle satisfaisante sur les débits.

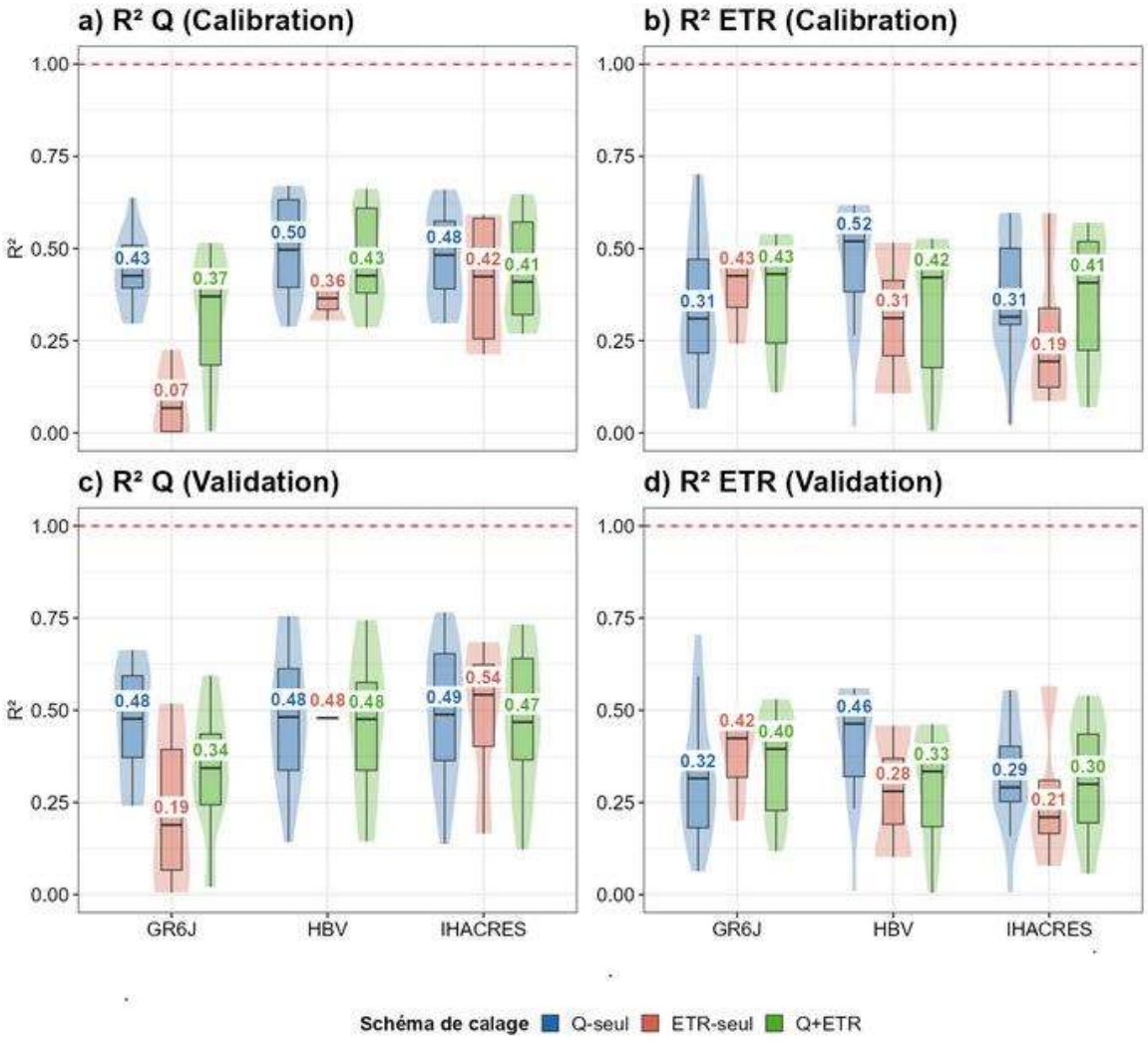


Figure 10 : Critères R^2 sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration

IV.2.1.3. Critère RMSE

Le schéma *Q_seul* produit les erreurs absolues les plus faibles sur le débit pour tous les modèles avec des RMSE de 0,29 ; 0,31 et 0,30 en calibration (**Figure 11.a**) et de 0,39 ; 0,42 et 0,42 en validation (**Figure 11.c**). Cependant, ce schéma génère systématiquement les erreurs les plus élevées sur l'ETR pour tous les modèles avec des RMSE de 1,40 ; 1,24 et 1,31 en calibration (**Figure 11.b**) et de 1,13 ; 1,33 et 1,35 en validation (**Figure 11.d**). Ces résultats montrent que la calibration basée sur le débit permet de les reproduire avec une bonne précision, mais que le débit seul ne contraint pas suffisamment la simulation de l'ETR.

Le schéma *ETR_seul* produit, sans surprise, les erreurs les plus faibles sur l'ETR pour tous les modèles aussi bien en calibration, avec des valeurs de RMSE de 1,09 ; 0,94 et 0,78 (**Figure 11.b**) qu'en validation avec des RMSE de 1,13 ; 0,92 et 0,88 (**Figure 11.d)**. À l'inverse, sur le

débit, ce schéma produit les erreurs les plus élevées pour tous les modèles avec des RMSE de 0,39 ; 0,86 et 0,53 en calibration (**Figure 11. a)** et de 0,44 ; 0,89 et 0,69 en validation (**Figure 11.c**). Ces résultats montrent que la contrainte sur l'ETR améliore la précision sur ces simulations mais dégrade celle de la reproduction des débits.

Le schéma *Q+ETR* apparaît comme le meilleur compromis entre erreurs sur le débit et sur l'ETR. Sur le débit, les erreurs sont légèrement supérieures à celles du schéma *Q_seul* avec des valeurs de RMSE de 0,28 ; 0,31 et 0,33 en calibration (**Figure 11.a**) et de 0,40 ; 0,38 et 0,46 en validation (**Figure 11.c**). Sur l'ETR, ce schéma présente moins d'erreurs que le schéma *Q_seul*, mais elles sont légèrement supérieures à celles du schéma *ETR_seul*: les RMSE passent de 1,09 ; 1,20 et 1,13 en calibration (**Figure 11.b**) à 1,13 ; 1,24 et 1,30 en validation (**Figure 11.d**). Bien que ces erreurs demeurent légèrement supérieures à celles obtenues avec le schéma *ETR_seul*, elles traduisent une amélioration notable de la simulation de l'ETR sans dégradation importante de celle des débits.

.

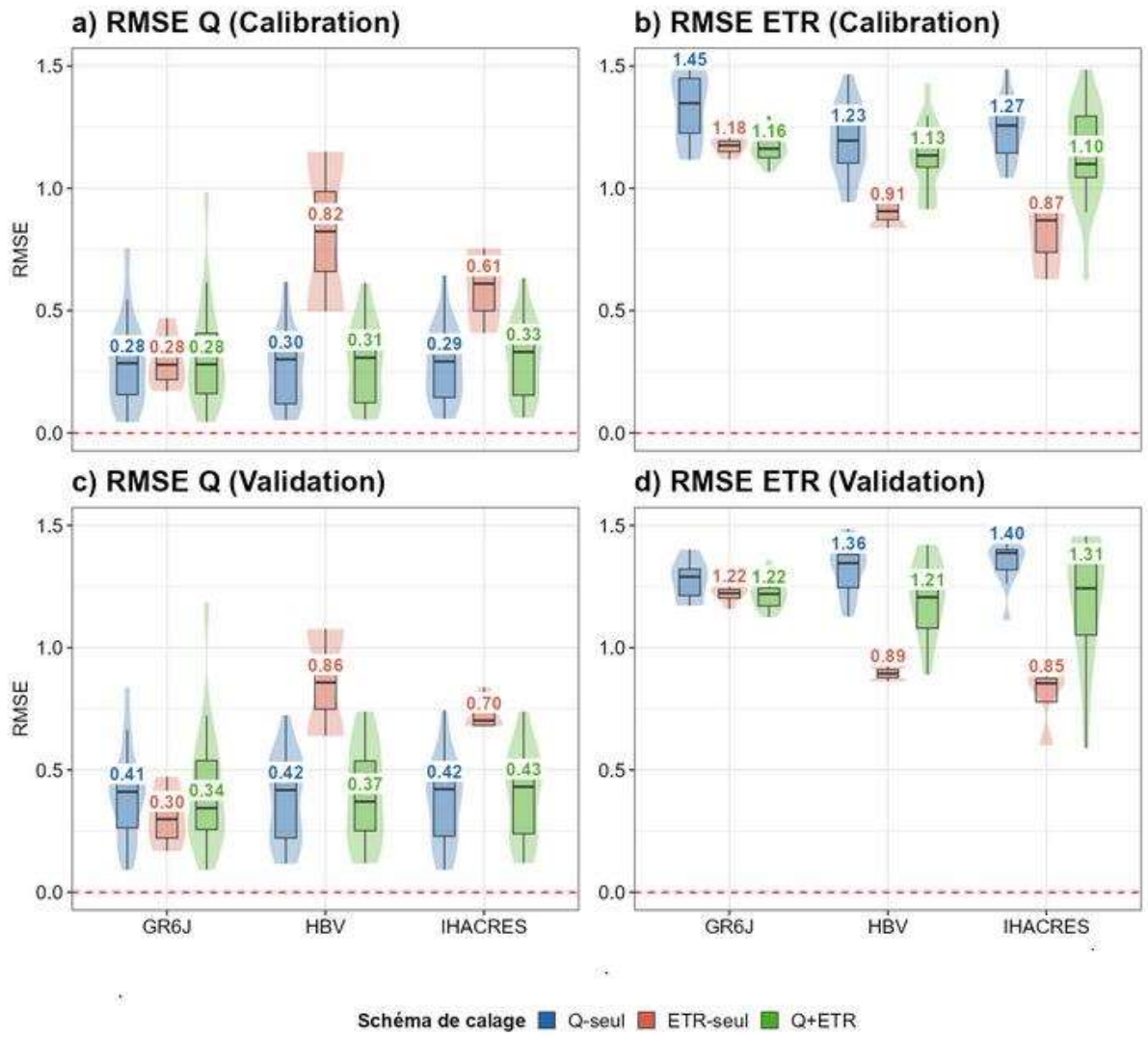


Figure 11 : Critères RMSE sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration

IV.2.1.4. Critère PBIAS

Le schéma *Q_seul* produit sur le débit, des PBIAS globalement acceptables en calibration : 1,30 % ; 6,13 % et 12,03 % (**Figure 12.a**). En validation, les biais s'amplifient notablement : 13,16 % ; 17,42 % et 31,89 % (**Figure 12.c**) indiquant une tendance à la surestimation des débits plutôt légère en calibration et plus prononcée en validation. Sur l'ETR, en revanche, ce schéma produit les biais les plus importants de tous les schémas. GR6J présente une sous-estimation systématique et massive de l'ETR, avec un PBIAS de -33,27 % en calibration (**Figure 12.b**) et de -31,88 % en validation (**Figure 12.d**). HBV et IHACRES affichent des biais modérés de 2,26 % et 0,22% en calibration (**Figure 12.b**) et 5,14 % et 4,75 % en validation (**Figure 12.d**), reflétant une tendance à la surestimation de l'ETR. La contrainte sur le débit limite les biais sur la simulation de ce dernier, mais à contrario, augmente ceux sur l'ETR.

Le schéma *ETR_seul* produit les biais volumiques les plus faibles sur l'ETR pour tous les modèles. En calibration, les PBIAS sont de 3 % ; -17,03 % et -10,59 % (**Figure 12.b**), et 1,71 % ; -21,29 % et -17,98 % en validation (**Figure 12.d**), témoignant d'une légère tendance à la surestimation pour GR6J et à la sous-estimation pour HBV et IHACRES. Sur le débit, en revanche, ce schéma produit les biais les plus élevés et les plus variables. IHACRES et HBV produisent des PBIAS de > à 50% en calibration (**Figure 12.a**) et en validation (**Figure 12.c**), largement au-dessus du seuil acceptable de 25 %, traduisant une surestimation massive et systématique des débits. GR6J présente un biais de -23,15 % en calibration (**Figure 12.a**) et de 8,06 % en validation (**Figure 12.c**) reflétant ainsi une tendance à la sous-estimation en calibration et à la surestimation en validation. La contrainte sur l'ETR réduit les biais sur sa simulation mais entraîne une surestimation importante du débit.

Le schéma *Q+ETR* offre le meilleur équilibre entre biais sur le débit et biais sur l'ETR. Sur le débit en calibration, les PBIAS sont acceptables pour GR6J (3,78 %), HBV (11,44 %). IHACRES (14,50 %) (**Figure 12.a**), mais s'amplifie en validation GR6J (8,06 %), HBV (20,28 %) et IHACRES (33,43%) (**Figure 12.c**). Ces résultats indiquent une tendance à une surestimation plus élevée en validation qu'en calibration en fonction des modèles. Sur l'ETR, ce schéma réduit drastiquement les biais par rapport au schéma *Q_seul*. Le PBIAS de GR6J passe de -33,27 % à 0,60 % en calibration (**Figure 12.b**) et de -31,88 % à 1,76 % en validation (**Figure 12.d**), soit une correction quasi totale du biais volumique sur l'ETR. HBV et IHACRES présentent également des biais sur l'ETR très faibles avec ce schéma : 2,31 % et 0,01 % en calibration (**Figure 12.b**) ; 3,18 % et 4,07 % en validation (**Figure 12.d**). Ces résultats indiquent une légère tendance à la surestimation de l'ETR pour tous les modèles. Ce schéma tend à équilibrer le comportement des modèles et confirme la capacité de la double contrainte à améliorer la simulation des deux composantes simultanément.

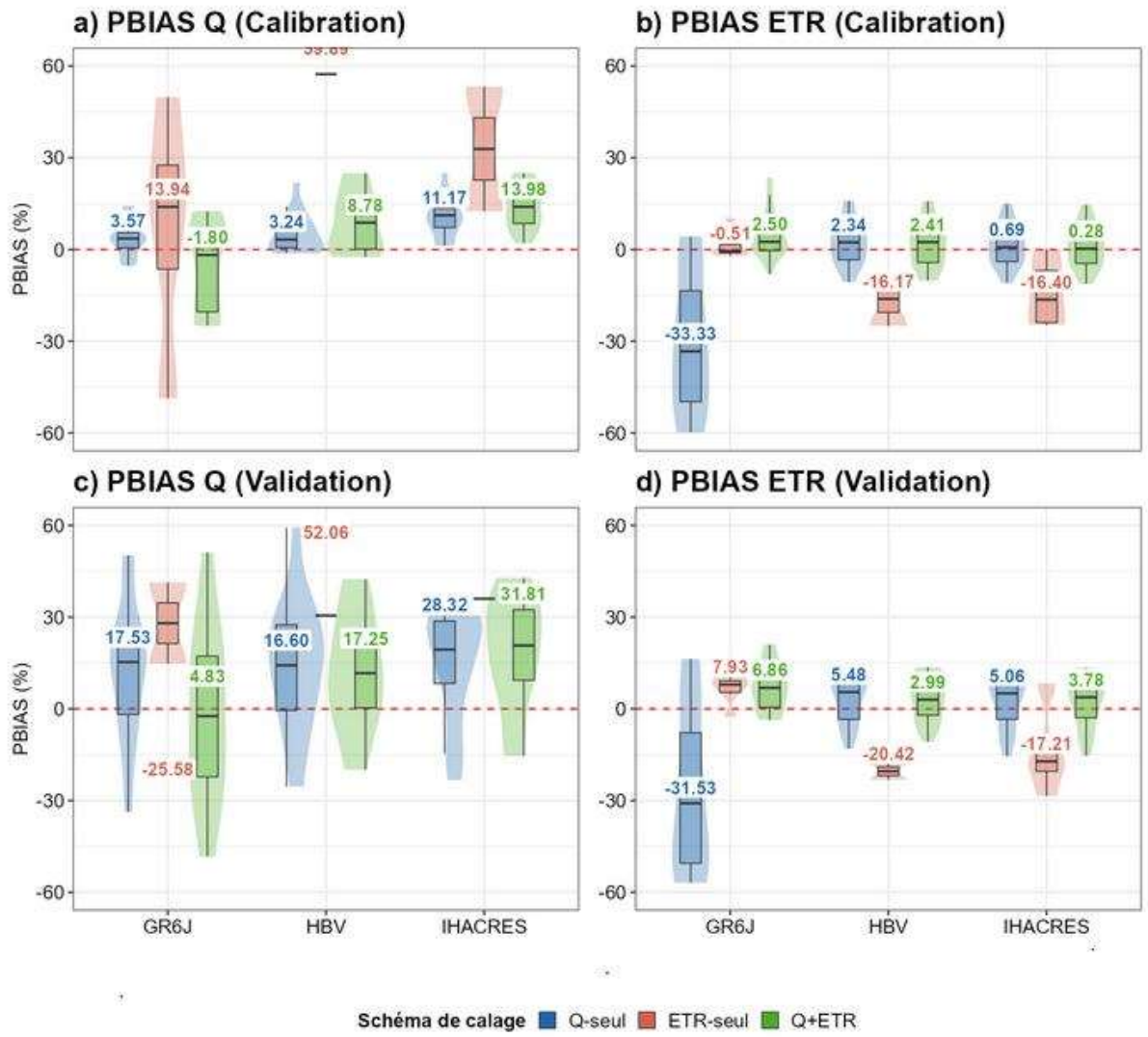


Figure 12 : Critères PBIAIS sur la calibration du débit et de l'ETR avec les 3 schémas de calibration

IV.2.2. Synthèse sur la performance des modèles

IV.2.2.1. GR6J

GR6J se distingue comme le modèle le plus sensible au choix du schéma de calage. Sur le débit, GR6J affiche de bonnes performances avec le schéma *Q_seul* : il reproduit bien le débit, avec une bonne dynamique temporelle, peu d'erreurs et en le surestimant légèrement (KGE de 0,66 et 0,48 ; R^2 de 0,47 et 0,49 ; RMSE de 0,29 et 0,39 et PBIAS de 1,30% et 13,16%) (**Figures 9.a ; 9c ; 10.a ; 10.c ; 11.a ; 11.c ; 12.a et 12.c**). De la matrice des métriques (**Figure 13**), il ressort que sous ce schéma les bassins du sud, mieux arrosés, affichent les meilleures performances sur le débit : Fourkoura (KGE = 0,78), Dapola (KGE = 0,70), Diebougou (KGE = 0,68) et Boromo (KGE = 0,66) avec des PBIAIS et des RMSE relativement faibles. En revanche, le bassin de Botou affiche un KGE négatif (-0,19) sous *Q_seul* et un R^2 de 0,02, suggérant que GR6J peine structurellement à reproduire la réponse hydrologique et la dynamique de ce bassin sahélien.

GR6J échoue à reproduire les débits et leur dynamique temporelle sur le schéma *ETR_seul* (KGE de -0,22 et -0,20 et R^2 de 0,01 et 0,14 en calibration et en validation) (**Figures 9.a ; 9.c ; 10.a et 10.c**). Il les sous-estime grandement (PBIAIS = -23,15% et plus) (**Figures 12.a et 12.c**) et génère beaucoup d'erreurs (RMSE = 0,39 et 0,44 en calibration et en validation) (**Figures 11.a et 11.c**). Ce constat est également visible sur la matrice des métriques (**Figure 13**), avec une dégradation universelle des débits avec ce schéma sur tous les bassins, en particulier Koriziena, Badara, Dapola et Yendéré qui affichent des valeurs très négatives, des PBIAS > ± 90%, des R^2 faibles et des RMSE élevés.

Avec le schéma *Q+ETR*, GR6J produit d'assez bonnes performances sur le débit (KGE = 0,55 et 0,31 en calibration et en validation) (**Figures 9.a et 9.c**), souvent même meilleures que celles du schéma *Q_seul*. Il reproduit de manière acceptable la dynamique temporelle des débits, ne génère pas beaucoup d'erreurs (R^2 de 0,38 et 0,35 et RMSE de 0,28 et 0,48), mais a tendance à les surestimer beaucoup plus que le schéma *Q_seul* (PBIAIS = 3,78% en calibration et 8,06% en validation) (**Figures 12.a et 12.c**). Sur la matrice, les bassins comme Tinakof, Nwokuy et Diebougou illustrent ce constat avec des KGE satisfaisants, des PBIAS et des R^2 acceptables et des RMSE faibles.

Sur l'ETR, GR6J affiche des résultats contrastés. Avec le schéma *Q_seul*, il reproduit très mal l'ETR et sa dynamique aussi bien en calibration qu'en validation (KGE de -0,14 et 0,24 et R^2 de 0,22 et 0,20 ; **Figures 9.b; 9.d; 10.b et 10.d**), avec beaucoup d'erreurs (RMSE = 1,4 en

calibration et 1,24 en validation, **Figures 11.b et 11.d**) et une grande tendance à la sous-estimation (PBIAIS de -33,27% en calibration et -31,88 % en validation, **Figures 12.b et 12.d**). Cette sous-estimation est quasi-universelle et particulièrement prononcée pour les bassins de Samendeni, Yendéré et Fourkoura qui affichent les performances les plus basses sur l'ETR et les erreurs les plus élevées (**Figure 13**).

À l'inverse, GR6J est le modèle qui reproduit le mieux l'ETR avec les schémas *ETR_seul* et *Q+ETR*. Le schéma *ETR_seul* reproduit bien la dynamique de l'ETR, génère peu d'erreurs absolues (R^2 de 0,44 et 0,42 et RMSE de 1,09 et 1,13 en calibration et en validation, **Figures 10.b ; 10.c; 11.b et 11.c**) avec une légère tendance à la surestimation (PBIAIS = 3% et 1,71%, **Figures 12.b et 12.d**). La majorité des bassins sous ce schéma affichent des KGE positifs, des PBIAS faibles, des R^2 satisfaisants et des erreurs absolues réduites, en particulier Boromo, Wayen et Sebba. Cependant, certains bassins comme Diarabakoko et Banzon n'affichent pas de bonnes performances, suggérant que la contrainte ETR seule ne suffit pas à garantir une bonne représentation de l'ETR sur l'ensemble des bassins (**Figure 13**).

Le schéma *Q+ETR* améliore la dynamique temporelle et corrige les biais volumiques de l'ETR (R^2 de 0,48 et 0,40 et PBIAIS de 0,60% et 1,71%, **Figures 10.b ; 10.d; 12.b et 12.d**). Les bassins de Tinakof, Koriziena et Nwokuy affichent simultanément de bonnes performances sur les deux variables (Q et ETR) avec des PBIAIS proches de zéro. Tandis que d'autres comme Yendere et Folonzo affichent de bons débits mais des ETR faibles (**Figure 13**).

En somme, il ressort que lorsque GR6J est calibré uniquement sur le débit (*Q_seul*), il reproduit correctement les écoulements mais sous-estime fortement l'ETR, surtout dans les bassins sahéliens. À l'inverse, calibré uniquement sur l'ETR (*ETR_seul*), il simule très bien l'ETR mais dégrade fortement la simulation des débits, avec des performances globalement faibles. Donc lorsque GR6J est contraint sur une seule variable, il la reproduit bien au détriment de l'autre sous l'effet de compensation des erreurs en la sous-estimant. Le schéma (*Q+ETR*) améliore la cohérence globale du modèle en réduisant les biais sur les deux variables et en limitant les effets de compensation. Il permet ainsi une représentation plus équilibrée du cycle hydrologique, même si des différences persistent selon les bassins.

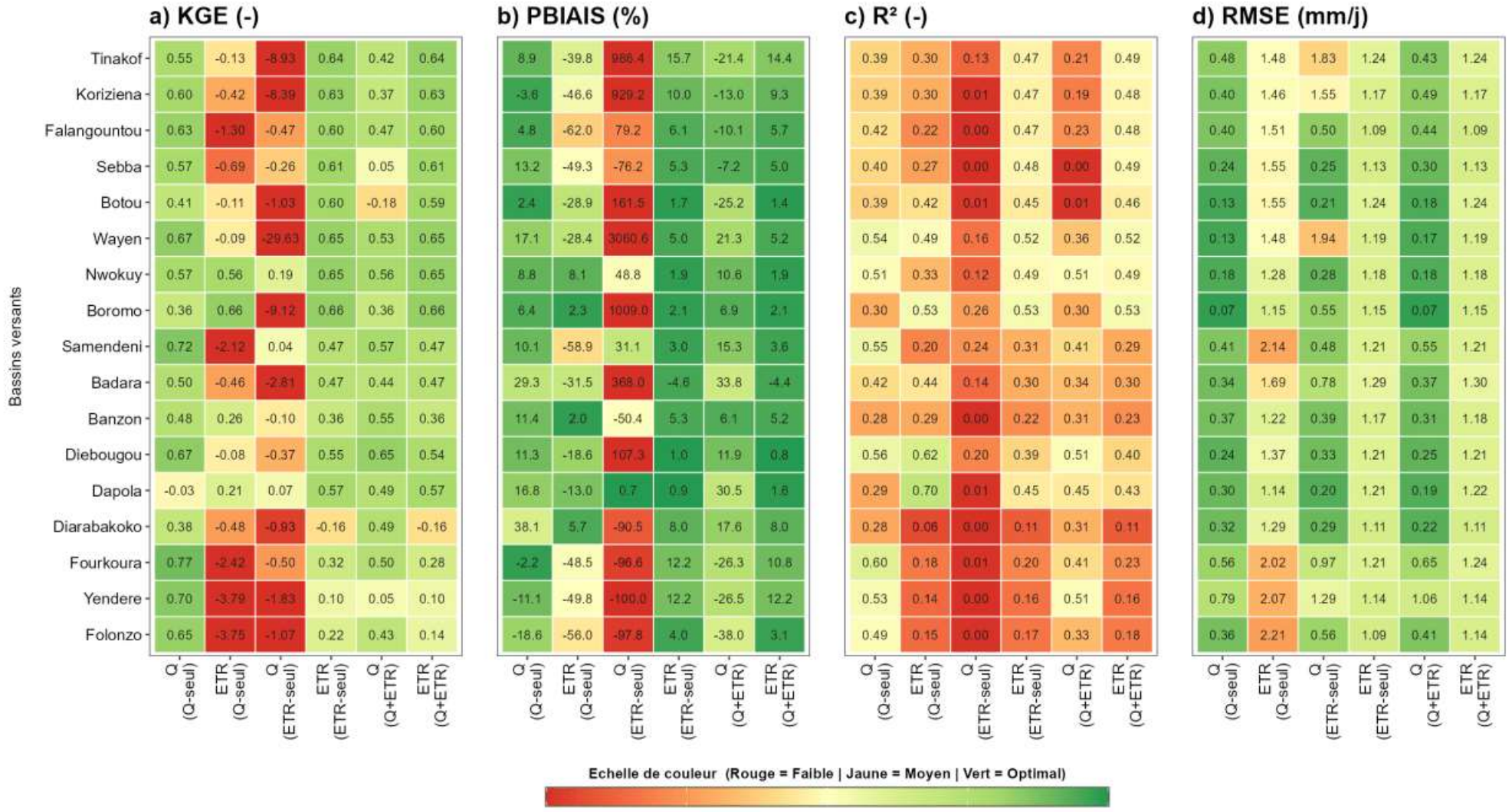


Figure 13 : Matrice de métriques des performances du modèle GR6J avec les 3 schémas de calibration

IV.2.2.2. HBV

HBV se distingue comme le modèle le plus stable et le plus robuste sur la calibration du débit, quel que soit le schéma de calibration. Avec les schémas *Q_seul*, ses performances sur le débit sont satisfaisantes en calibration et en validation avec des valeurs de KGE de 0,60 et 0,55 en calibration et en validation (**Figures 9.a et 9.c**) de R^2 de 0,47 et 0,50 (**Figures 10.a et 10.c**), de RMSE de 0,31 et 0,42 (**Figures 11.a et 11.c**) et de PBIAIS de 6,13% et 17,42% (**Figures 12.a et 12.c**). De la matrice des métriques (**Figure 14**), il ressort que sous ce schéma, les bassins du sud affichent les meilleures performances : Fourkoura, Yendere et Folonzo avec des KGE et des R^2 très satisfaisants, et des RMSE faibles, traduisant une bonne capture de la dynamique de crue dans ces bassins à régime plus régulier. En revanche, les bassins sahéliens du nord comme Badara et Boromo affichent de faibles performances reflétant les limites de HBV face aux régimes impulsifs sahéliens.

Cependant, avec schéma *ETR_seul*, il n'arrive pas à reproduire la dynamique des débits a des tendances à la surestimation élevées et génère beaucoup d'erreurs (KGE de 0,23 et 0,34, R^2 de 0,38 et 0,48 ; des RMSE de 0,86 et 0,89 et des PBIAIS >50%) (**Figures 9.a ; 9.c ; 10.a ; 10.c ; 11.a ; 11.c ; 12.a et 12.c**). Ce même constat est également visible sur la matrice des métriques (**Figure 14**), avec une dégradation universelle et particulièrement sévère sur tous les bassins : Boromo, Wayen, Botou, et Dapola affichent les dérives les plus extrêmes avec des PBIAS excédent 600%.

Avec le schéma *Q+ETR*, HBV maintient des performances comparables à *Q_seul* sur le débit (KGE = 0,55 en calibration et 0,49 en validation, **Figures 9.a et 9.c**), avec une dynamique temporelle satisfaisante (R^2 = 0,41 et 0,48 ; **Figures 10.a et 10.c**), des erreurs acceptables (RMSE de 0,31 et 0,38 ; **Figures 11.a et 11.c**) et une surestimation modérée (PBIAIS de 11,44% et 20,28%, **Figures 12.a et 12.c**). Sur la matrice des métriques (**Figure 14**), une stabilisation des performances entre bassins est notable sous ce schéma. Les bassins qui affichaient les pires performances sous le schéma *ETR_seul* affichent des performances bien meilleures (Boromo, Wayen, Botou, et Dapola).

Sur l'ETR, HBV s'en sort assez bien. Avec le schéma *Q_seul*, il reproduit l'ETR et sa dynamique temporelle de manière satisfaisante avec des KGE de 0,58 et 0,34 (**Figures 9.b et 9.d**), des R^2 de 0,43 et 0,38 (**Figures 10.b et 10.d**), mais génère des erreurs importantes (RMSE de 1,24 et 1,33 **Figures 11.b et 11.d**) avec une surestimation légère (PBIAIS = 2,26% et 5,14%, **Figures 12.b et 12.d**). Contrairement à GR6J qui surestimait fortement l'ETR sous *Q_seul*,

HBV maintient des performances sur l'ETR relativement acceptables. Cette tendance est visible avec des KGE_ETR positifs pour la majorité des bassins, mais avec des erreurs absolues encore élevées pour certains bassins, notamment Nwokuy et Samendeni avec des RMSE de 2,07 et 1,99 **(Figure 14**).

Avec le schéma *ETR_seul*, HBV reproduit bien l'ETR et sa dynamique temporelle, génère les erreurs absolues les plus faibles de tous les modèles avec des tendances de sous-estimation (KGE de 0,39 et 0,27 ; R^2 de 0,27 et 0,24 ; RMSE de 0,94 et 0,92 et PBIAS de -17,03% et -21,29%) (**Figures 9.b ; 9.d ; 10.b ; 10.d ; 11.b ; 11.d ; 12.b et 12.d**). Sur la matrice des métriques (**Figure 14**), les performances sur l'ETR s'améliorent pour certains bassins mais se dégradent paradoxalement pour d'autres : Diarabakoko et Yendere voient leurs performances se dégrader tandis que Boromo, Wayen et Sebba voient leurs performances s'améliorer.

Avec le schéma *Q+ETR*, HBV atteint le meilleur équilibre : KGE de 0,59 et 0,38 (**Figures 9.b et 9.d**), RMSE de 1,20 et 1,24 (**Figures 11.b et 11.d**) et PBIAIS faible de 2,31% et 3,18% (**Figures 12.b et 12.d**). Sur la matrice des métriques (**Figure 14**), des bassins comme Tinakof, Falangountou et Nwokuy affichent simultanément de bonnes performances sur les deux variables avec des PBIAIS faibles. Tandis que d'autres comme Diarabakoko et Banzon affichent des performances faibles.

En somme, sous le schéma *Q_seul*, HBV reproduit très bien les débits, et l'ETR en la surestimant légèrement. À l'inverse, sous *ETR_seul*, il améliore la simulation de l'ETR mais dégrade nettement les débits avec des surestimations excessives, montrant une perte de cohérence hydrologique. Le schéma *Q+ETR* permet un compromis et limite les biais extrêmes sur les deux variables, mais les performances sur le débit restent proches de *Q_seul*, confirmant sa dominance. Donc lorsque HBV est contraint sur une seule variable, il compense les erreurs sur l'autre composante de façon moins prononcée que GR6J mais néanmoins significative. HBV apparaît comme un modèle fortement contrôlé par la contrainte de débit, avec un fonctionnement marqué par des mécanismes de compensation entre débit et ETR. La double contrainte *Q+ETR* réduit efficacement ces phénomènes de compensation, bien que les performances combinées restent légèrement inférieures aux performances mono-variables.

.

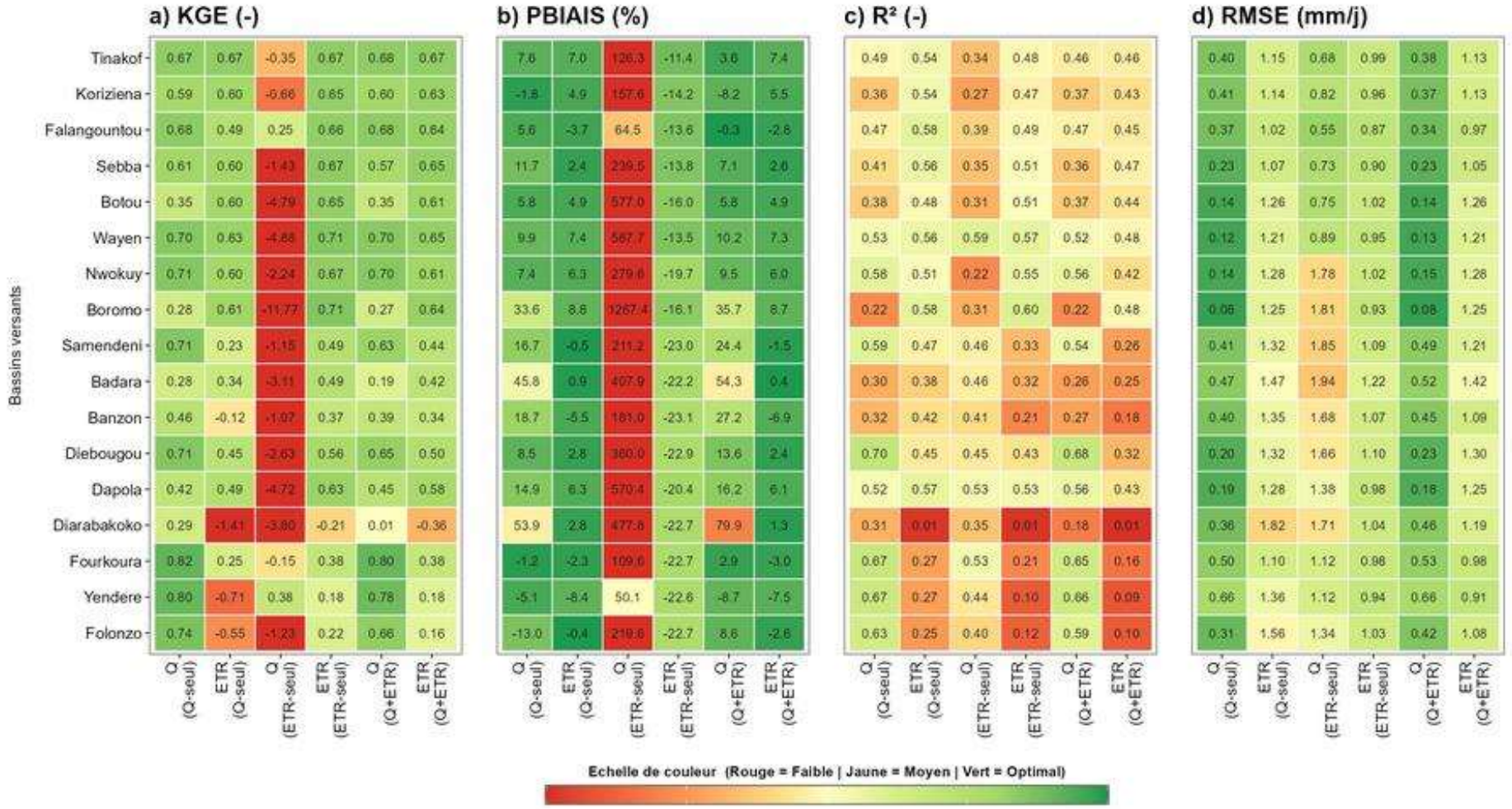


Figure 14 : Matrice de métriques des performances du modèle HBV avec les 3 schémas de calibration

IV.2.2.3. IHACRES

IHACRES est le modèle qui présente les comportements les plus atypiques. Sur la calibration du débit, il produit de bonnes performances avec le schéma *Q_seul* et reste assez robuste (KGE = 0,60 et 0,56 en calibration et validation) (**Figures 9.a et 9.c**) affiche une bonne dynamique temporelle (R^2 = 0,41 et 0,48 en calibration et validation) (**Figures 10.a et 10.c**), génère peu d'erreurs (RMSE = 0,30 et 0,42) (**Figures 11.a et 11.c**) et surestime légèrement les débits (PBIAIS = 12,03% et 31,89%) (**Figures 12.a et 12.c**). De la matrice des métriques (**Figure 15**), il ressort que sous ce schéma les bassins du sud tels que Fourkoura, Yendere, Nwokuy et Diebougou, affichent les meilleures performances avec des KGE, R^2 et des PBIAIS satisfaisants et des RMSE faibles contre les bassins sahéliens du nord comme Botou, Sebba qui affichent des KGE et R^2 faibles.

Avec le schéma *ETR_seul*, il affiche les performances les plus dégradées sur le débit de tous les modèles et schémas testés. Il n'arrive pas à reproduire la dynamique temporelle des débits (KGE = 0,23 et 0,34 ; R^2 = 0,27 et 0,46) (**Figures 9.a, 9.c, 10.a et 10.c**), génère beaucoup d'erreurs (RMSE = 0,53 et 0,69) **(Figures 10.a et 10.c**) et les surestime grandement (PBIAIS = 56,84% et plus) (**Figures 12.a et 12.c**). Ce constat est particulièrement frappant sur la matrice des métriques (**Figure 15**), avec des PBIAIS pour la majorité des bassins > à 100% et atteignant des valeurs aberrantes dans plusieurs bassins : Boromo ; Botou, Wayen et Dapola. Le bassin de Folonzo présente par ailleurs une valeur NA pour le KGE du débit sous *ETR_seul*, ce qui traduit une simulation totalement dégénérée : cas unique dans l'ensemble de l'étude, illustrant de façon extrême la limite structurelle d'IHACRES face à la contrainte ETR seule.

Le schéma *Q+ETR* produit des performances comparables au schéma *Q_seul* (KGE = 0,56 et 0,52 ; R^2 = 0,40 et 0,46 ; RMSE = 0,33 et 0,46 et PBIAIS = 14,5% et 31%) (**Figures 9.a ,9.c, 10.a, 10.c, 11.a, 11.c, 12.a et 12.c**). Les performances restent proches de *Q_seul* pour la majorité des bassins, avec des KGE et R^2 satisfaisants, des PBIAIS faibles et des RMSE acceptables dans les bassins du sud. Des bassins comme Tinakof, Koriziena et Nwokuy (**Figure 15**) illustrent la capacité de la double contrainte à maintenir de bonnes performances sur le débit.

Pour la calibration sur l'ETR, les performances du schéma *Q_seul* sont globalement positives avec une reproduction acceptable de la dynamique temporelle (KGE de 0,47 et 0,28, et R^2 de 0,28 et 0,26 ; **Figures 9.b ; 9.d ; 10.b et 10.d**), des erreurs absolues notables (RMSE = 1,13 et 1,35 **Figures 11.b et 11.d**) et une sous-estimation légère (PBIAIS = 0,22% et 4,75%, **Figures**

12.b et 12.d). Sur la matrice des métriques (**Figure 15**), des KGE_ETR positifs sont observés pour la majorité des bassins, mais avec des erreurs absolues encore élevées pour plusieurs bassins sahéliens du nord.

En revanche, avec le schéma *ETR_seul*, la reproduction de l'ETR et de sa dynamique sont acceptables. Malgré les faibles erreurs absolues sur l'ETR (RMSE = 0,78 et 0,88) (**Figures 11.b et 11.d**), IHACRES produit des performances acceptables (KGE = 0,26 et 0,29 ; R^2 = 0,41 et 0,30) (**Figures 9.b, 9.d, 10.b et 10.d**), sous-estime beaucoup l'ETR (PBIAIS = -10,59% et -17,98%). Au niveau des bassins, les performances sont variables. Il reproduit bien l'ETR et sa dynamique dans les bassins du nord, Tinakof, Koriziena et Falangountou, et dans les bassins du sud comme Fourkoura, Yendéré et Folonzo, il dégrade l'ETR (**Figure 15)**.

Le schéma *Q+ETR* offre les meilleures performances aussi bien en calibration qu'en validation, génère peu d'erreurs et sous-estime peu l'ETR (KGE de 0,57 et 0,33 ; R^2 de 0,41 et 0,30 ; RMSE de 1,13 et 1,30 ; PBIAIS = 0,22% et 4,75%) (**Figures 9.b, 9.d, 10.b, 10.d, 11.b, 11.d, 12.b et 12.d)**. Sur la matrice des métriques, des bassins comme Tinakof, Koriziena et Nwokuy affichent simultanément de bonnes performances sur les deux variables avec des PBIAIS faibles. Tandis que d'autres comme Diarabakoko et Yendere affichent de mauvaises performances (**Figure 15**).

Sous *Q_seul*, IHACRES simule correctement les débits avec de bonnes performances globales, mais tend à surestimer légèrement le débit tout en reproduisant de façon acceptable l'ETR. En revanche, sous *ETR_seul*, le modèle devient très instable sur le débit, avec des performances fortement dégradées, voire aberrantes dans certains bassins, ce qui révèle une faible capacité de transfert de la contrainte ETR vers la dynamique des écoulements. Sur l'ETR, IHACRES montre des résultats globalement satisfaisants sur tous les schémas, mais avec une variabilité spatiale importante : les bassins sahéliens présentent des performances contrastées selon la contrainte imposée. Le schéma *Q+ETR* offre les résultats les plus équilibrés, en maintenant de bonnes performances sur les deux variables et en limitant les biais extrêmes, même si certaines disparités entre bassins persistent. IHACRES se distingue ainsi comme un modèle instable et fortement dépendant du type de contrainte, avec une forte sensibilité aux schémas de calibration. Il est performant sous contrainte débit mais devient très instable sous contrainte ETR seule, tandis que la double contrainte améliore la cohérence globale sans totalement supprimer les déséquilibres internes suggérant une dépendance structurelle à la donnée débit.

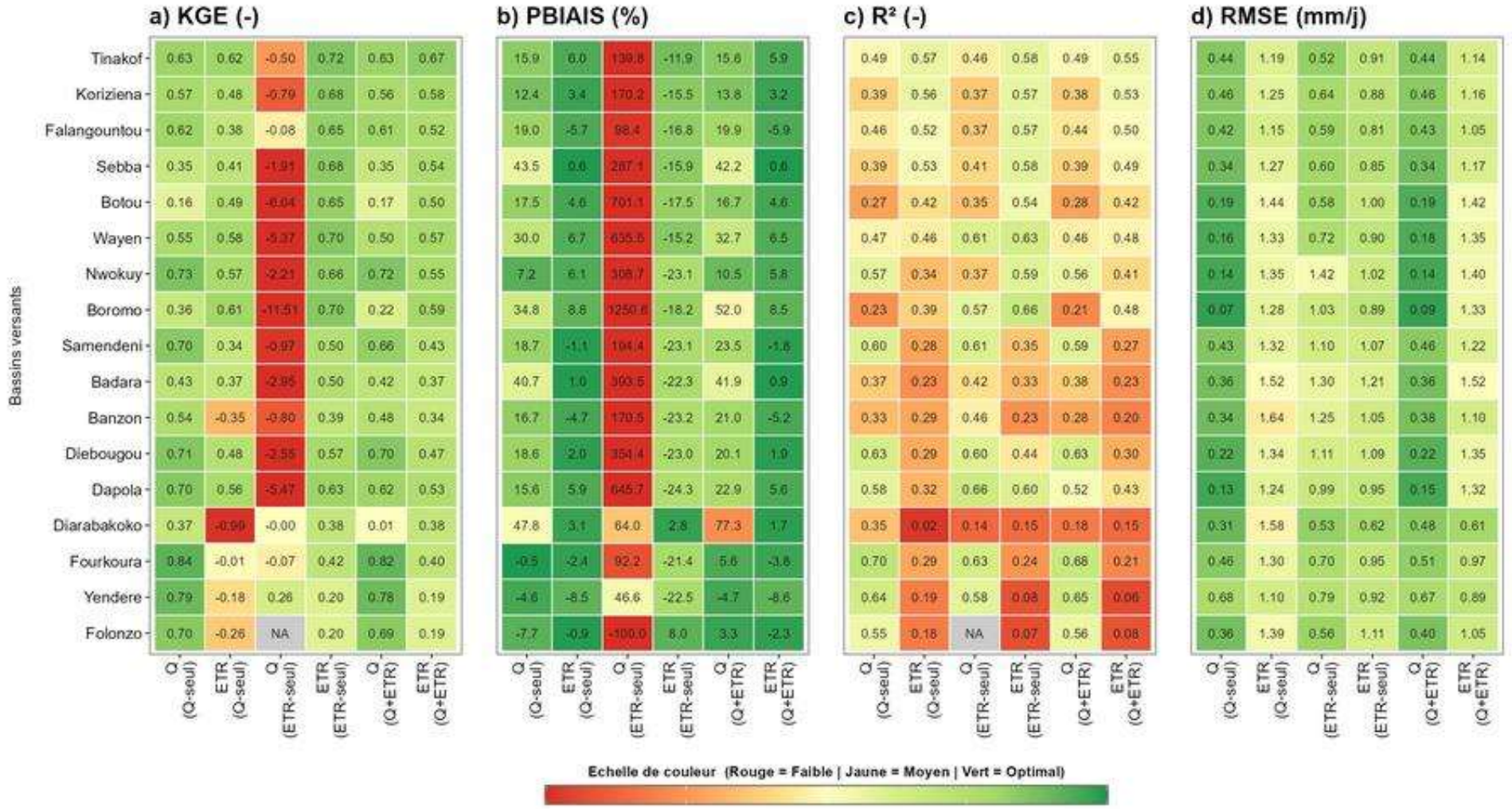


Figure 15 : Matrice de métriques des performances du modèle IHACRES avec les 3 schémas de calibration.

IV.3. Effets du schéma de calibration sur les paramètres des modèles

IV.3.1. GR6J

Les jeux de paramètres optimaux diffèrent en fonction du schéma de calibration utilisé, révélant l'influence de la variable de contrainte sur la structure interne de chaque modèle. Cette analyse est conduite successivement pour GR6J (**Figure 16**), HBV(**Figure 17)** et IHACRES (**Figure 18**).

Sous le schéma de calibration *Q_seul*, GR6J génère une forte dispersion du paramètre ***X1***, dont les valeurs s'étendent de 0,01 à 300 mm (**Figure 16.a**). Cette dispersion peut révéler un problème d'équifinalité. Il simule les 2 extrêmes de la plage de ***X1*** afin de reproduire les débits observés, alors qu'un réservoir à capacité quasi nulle est physiquement impossible dans les bassins versants du Burkina Faso. Cette dispersion de ***X1*** s'accompagne de fortes pertes d'eaux souterraines simulées via ***X2*** dont les valeurs atteignent -3 à -5 mm/j (**Figure 16.b**). Ces pertes constituent une compensation artificielle par laquelle le modèle évacue fictivement de l'eau pour équilibrer le bilan et reproduire les débits observés. ***X3*** présente également une très forte dispersion entre 1 et 300 mm (**Figure 16.c**), tandis que ***X6*** s'étale sur plusieurs ordres de grandeur entre 0,1 et 1000 mm (**Figure 16.f**). Seul ***X4*** apparaît relativement bien contraint entre 1,5 et 2,8 jours (**Figure 16.d**). Ce qui peut s'expliquer par le fait que la contrainte sur le débit fournit une information temporelle directe sur la vitesse de réponse du bassin. ***X5***, quant à lui, montre une tendance vers 0 avec une légère dispersion. Ce schéma, produit des paramètres qui reproduisent correctement les débits mais représentent incorrectement les processus internes du bilan hydrologique.

Le schéma *ETR_seul* produit des effets contrastés sur les paramètres. Il améliore la capacité du réservoir ***X1*** avec une concentration dans la plage [100 ; 300] mm, traduisant des capacités de stockage nettement plus réalistes (**Figure 16.a**) pour satisfaire la contrainte sur l'ETR. De même, ***X2*** se resserre dans la plage [0 ; -2] mm/j (**Figure 16.b**), traduisant des pertes souterraines nettement moins excessives qu'avec le schéma *Q_seul*. Cependant, ce schéma entraîne une concentration de ***X3*** dans la plage [100 ; 1000] mm (**Figure 16.c**), traduisant un réservoir de routage excessivement sollicité pour compenser l'absence de contrainte sur le débit. Parallèlement, ***X4*** se réduit à la plage [1 ; 2] jours (**Figure 16.d**), reflétant une accélération artificielle de la réponse du bassin pour compenser la lenteur induite par un ***X3*** élevé. Le réservoir exponentiel ***X6*** subit également une augmentation vers les valeurs

maximales (**Figure 16.f**), traduisant une simulation excessive du réservoir exponentiel permettant de maintenir un flux d'ETR soutenu en toute saison, ce qui est physiquement irréaliste. En résumé, ce schéma améliore la représentation du réservoir sol mais provoque des dérives importantes sur les paramètres de routage. Le modèle compense l'absence de contrainte de débit par des ajustements artificiels de ***X3***, ***X4*** et ***X6***.

Le schéma *Q+ETR* tire parti des effets bénéfiques des deux contraintes tout en corrigeant mutuellement leurs dérives respectives. Le réservoir sol ***X1*** maintient le comportement acquis sous le schéma *ETR_seul*, confirmant que la contrainte sur l'ETR l'influence prioritairement. ***X2*** adopte un comportement intermédiaire entre les schémas *Q_seul* et *ETR_seul*, avec une légère dispersion et des pertes souterraines modérées. ***X3*** retrouve une dispersion modérée similaire au schéma *Q_seul*, pouvant être due à la contrainte de débit qui corrige la dérive excessive observée sous *ETR_seul.* De même, ***X4*** remonte vers la plage [2,8 ; 3j], restaurant un temps de concentration physiquement cohérent avec la dynamique des bassins étudiés. ***X5*** se stabilise légèrement, et ***X6*** s'éloigne des valeurs excessives en retrouvant une distribution dispersée similaire au schéma *Q_seul*, signe que la contrainte de débit brise efficacement le mécanisme de compensation artificielle du réservoir exponentiel. En somme, le schéma *Q+ETR* produit un jeu de paramètres globalement stable et physiquement plausible, en combinant la capacité du schéma *ETR_seul* à contraindre correctement ***X1*** et la capacité de *Q_seul* à discipliner les paramètres de routage ***X3***, ***X4*** et ***X6***.

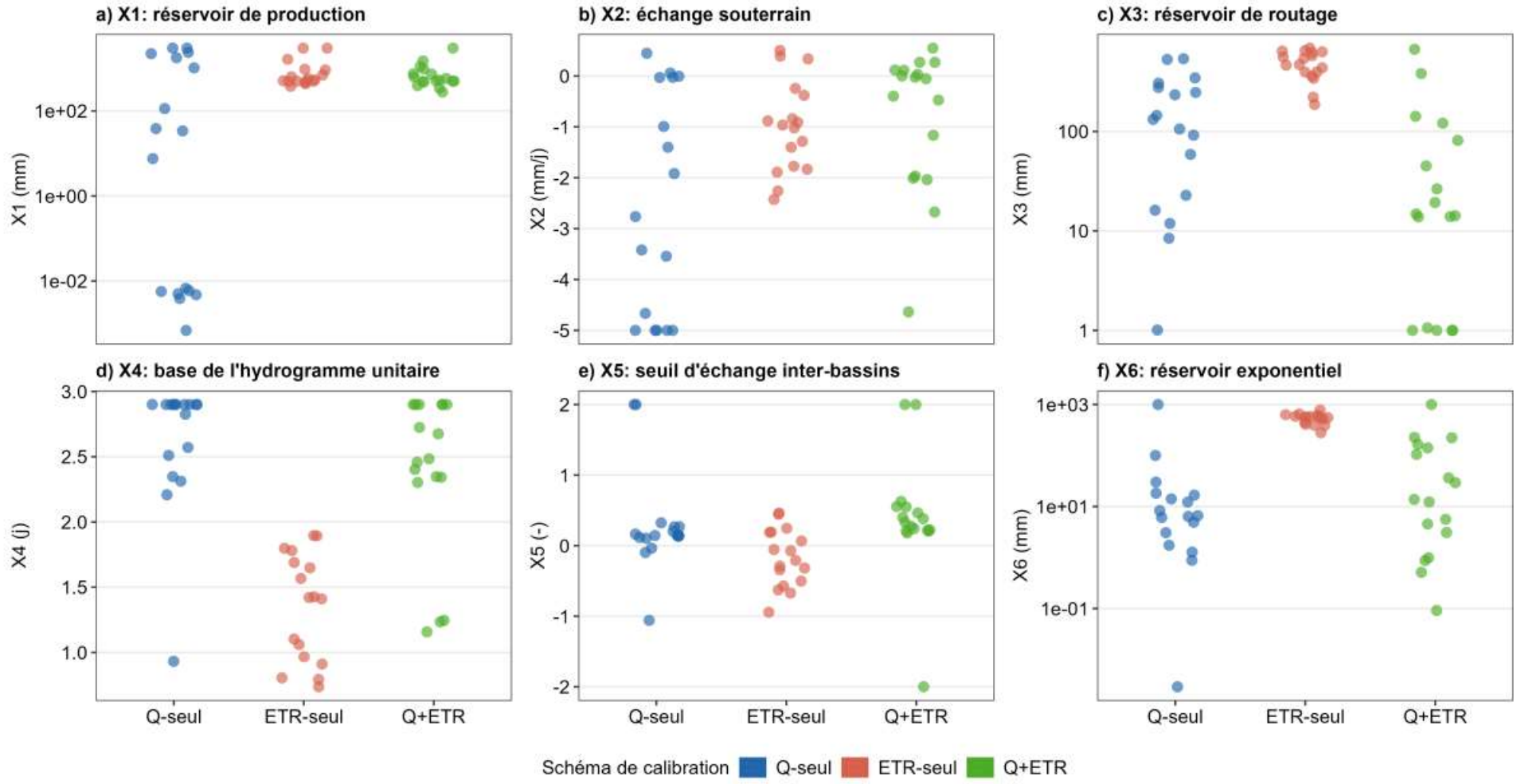


Figure 16 : Évolution des paramètres du modèle GR6J à travers les 3 schémas de calibration

IV.3.2. HBV

Les paramètres de HBV présentent une forte sensibilité aux schémas de calibration.

Sous le schéma *Q_seul*, la capacité maximale en eau du sol ***FC*** présente une organisation en 2 groupes : la majorité des bassins se concentre à la valeur maximale de 700 mm (**Figure 17.a**), tandis que quelques bassins se situent entre 300 et 450 mm. Cette concentration à la borne supérieure traduit une tendance du modèle à maximiser la capacité de stockage du sol pour reproduire les débits observés. Parallèlement, le seuil d'évapotranspiration ***LP*** se concentre à sa valeur minimale de 0,3 pour la majorité des bassins, avec seulement 2 bassins entre 0,6 et 0,8 (**Figure 17.b).** ***LP*** = 0,3 signifie que l'ETR est réduit dès que le sol se vide d'une faible partie de sa capacité, traduisant un stress hydrique très précoce et une réduction rapide de l'ETR. Couplé à un ***FC*** maximal, cela signifie que le modèle simule un sol très grand mais qui limite très tôt l'ETR : une configuration permettant de produire du ruissellement rapidement tout en maintenant des bilans en débit acceptables, mais sans cohérence physique sur l'ETR. ***BETA*** est compris entre 1 et 4 (**Figure 17.c**), traduisant une variabilité entre comportement linéaire et non-linéaire modéré : pour certains bassins, la même proportion de pluie ruisselle quel que soit le niveau d'humidité, pour d'autres, le sol doit être bien rempli pour produire beaucoup de recharge. ***Ko*** est très dispersé entre 0,38 et 0,99 (**Figure 17.d**), signifiant que la vidange rapide du réservoir supérieur varie entre modérée et très rapide selon les bassins. ***K1*** se concentre légèrement vers le bas [0 ; 0,2] (**Figure 17.e**), traduisant une vidange lente à très lente de la zone supérieure pour la majorité des bassins. ***K2*** est dispersé entre 0 et 0,15 avec une légère concentration vers les extrêmes (**Figure 17.f**), révélant des bassins aux comportements très contrastés en termes de vidange de nappe profonde. ***UZL*** est légèrement dispersé entre 5 et 80 mm (**Figure 17.g),** indiquant une génération de crues rapides qui varie entre lente et rapide selon les bassins. ***PERC*** présente une organisation en deux plages distinctes [0 ;1,5] et [3 ;6] mmm/j (**Figure 17.h**), révélant deux groupes de bassins : ceux à percolation lente vers la nappe et ceux à percolation rapide. ***MAXBAS*** est dispersé avec 3 bassins à des valeurs supérieures à 3 et le reste concentré entre 1 et 1,8 (**Figure 17.i**), traduisant une propagation de l'onde de crue globalement rapide dans le réseau hydrographique.

En résumé, sous ce schéma HBV souffre d'un manque de contraintes, ce qui l'amène à simuler les extrêmes supérieurs et inférieurs pour quasi tous les paramètres. Ce comportement, potentiellement lié à l'équifinalité, traduit une grande liberté laissée au modèle pour reproduire les débits observés via des combinaisons de paramètres très diverses et souvent incohérentes physiquement.

Sous le schéma *ETR_seul*, HBV connaît une restructuration importante. ***FC*** se disperse sur la plage [200 ; 700 mm] avec une tendance vers 300 mm et seulement 2 bassins à 700 mm (**Figure 17.a**) s'éloignant nettement de la concentration à la borne supérieure observée sous *Q_seul*. Ce résultat traduit une réduction de la capacité de stockage sous la contrainte ETR. Le modèle n'a plus besoin de maximiser ***FC*** pour produire du ruissellement, car la contrainte ETR impose une dynamique d'humidité du sol plus réaliste. Le seuil d'ETP ***LP*** se concentre vers sa valeur maximale qui est 1 (**Figure 17.b**). Cela signifie que l'ETR n'est réduite que lorsque le sol est complètement vide. Physiquement, ce résultat est interprétable : sous contrainte la de l'ETR seule, le modèle maximise ***LP*** pour maintenir un flux d'ETR élevé proche de l'ETP, afin de coller aux observations satellitaires. ***BETA*** reste compris entre 1,5 et 4 (**Figure 17.c**), sans modification majeure par rapport au schéma *Q_seul*. ***K0*** se concentre dans la plage [0,5 ;0,9] (**Figure 17.d**), traduisant une légère restructuration vers une vidange rapide à moyenne du réservoir supérieur. ***K1*** se concentre entre 0,2 et 0,5 (**Figure 17.e**), indiquant une vidange lente à moyenne de réservoir supérieur. ***K2*** se resserre dans la plage [0,02 ; 0,12] (**Figure 17.f**), signifiant une vidange lente à modérée du réservoir inférieur. ***UZL*** se concentre entre 30 et 80 mm (**Figure 17.g**), traduisant une génération de crues rapides de moyenne. ***PERC*** se concentre dans la tranche de 3 à 6 mm/j (**Figure 17.h**), indiquant une percolation généralement forte vers la nappe profonde. ***Bmax*** se concentre entre 1,2 et 2,5 jours (**Figure 17.i**), avec une propagation de l'onde de crue allant de rapide à lente.

En résumé, sous ce schéma HBV restructure ses paramètres en ne simulant plus les extrêmes, réduisant ainsi l'équifinalité observée sous Q_eul. La contrainte ETR agit donc comme un régulateur de la dispersion paramétrique, au prix cependant d'une dérive importante sur ***LP*** qui atteint sa valeur maximale, révélant que HBV répond à la contrainte ETR principalement en modifiant le seuil de stress hydrique plutôt qu'en réajustant l'ensemble de sa structure interne.

Le schéma *Q+ETR* adopte un comportement intermédiaire. ***FC*** se concentre vers les valeurs maximales [600 ;700 mm] (**Figure 17.a**), à l'exception d'un bassin à 400 mm, retrouvant le comportement du schéma *Q_seul*. ***LP*** présente une dispersion allant de 0,3 à 1, avec une concentration entre 0,3 et 0,5 (**Figure 17.b**), réalisant un compromis entre les deux schémas. La contrainte sur le débit ramène ***LP*** vers ses valeurs basses observées sous *Q_seul*, tandis que la contrainte ETR maintient quelques bassins vers les valeurs hautes. Ce compromis est physiquement plus réaliste que les extrêmes observés séparément sous chacun des deux schémas. ***BETA*** présente une légère dispersion sur la plage [1 ; 6] (**Figure 17.c**), dépassant la plage [1 ;4] observée sous les deux schémas précédents. La combinaison des contraintes libère

légèrement ***BETA***. ***K0*** est dispersé entre 0,05 et 1 (**Figure 17.d**), retrouvant une variabilité similaire au schéma *Q_seul*. ***K1***, ***K2***, ***UZL, PERC*** et ***MAXBAS*** retrouvent tous des comportements proches de *Q_seul*, avec des dispersions similaires, confirmant que c'est la contrainte de débit qui pilote ces paramètres de routage.

En somme, sous ce schéma, la majorité des paramètres de HBV adoptent le même comportement que sous le schéma *Q_seul*, mais sans aller jusqu'aux extrêmes. Cela traduit une influence plus forte de la contrainte Q que de la contrainte ETR sur la structure paramétrique de HBV. La réduction des extrêmes observées sous *Q_seul* notamment pour FC et LP est attribuable à la contrainte ETR qui empêche les dérives. Cela confirme également que HBV est fortement structuré autour de la reproduction du débit.

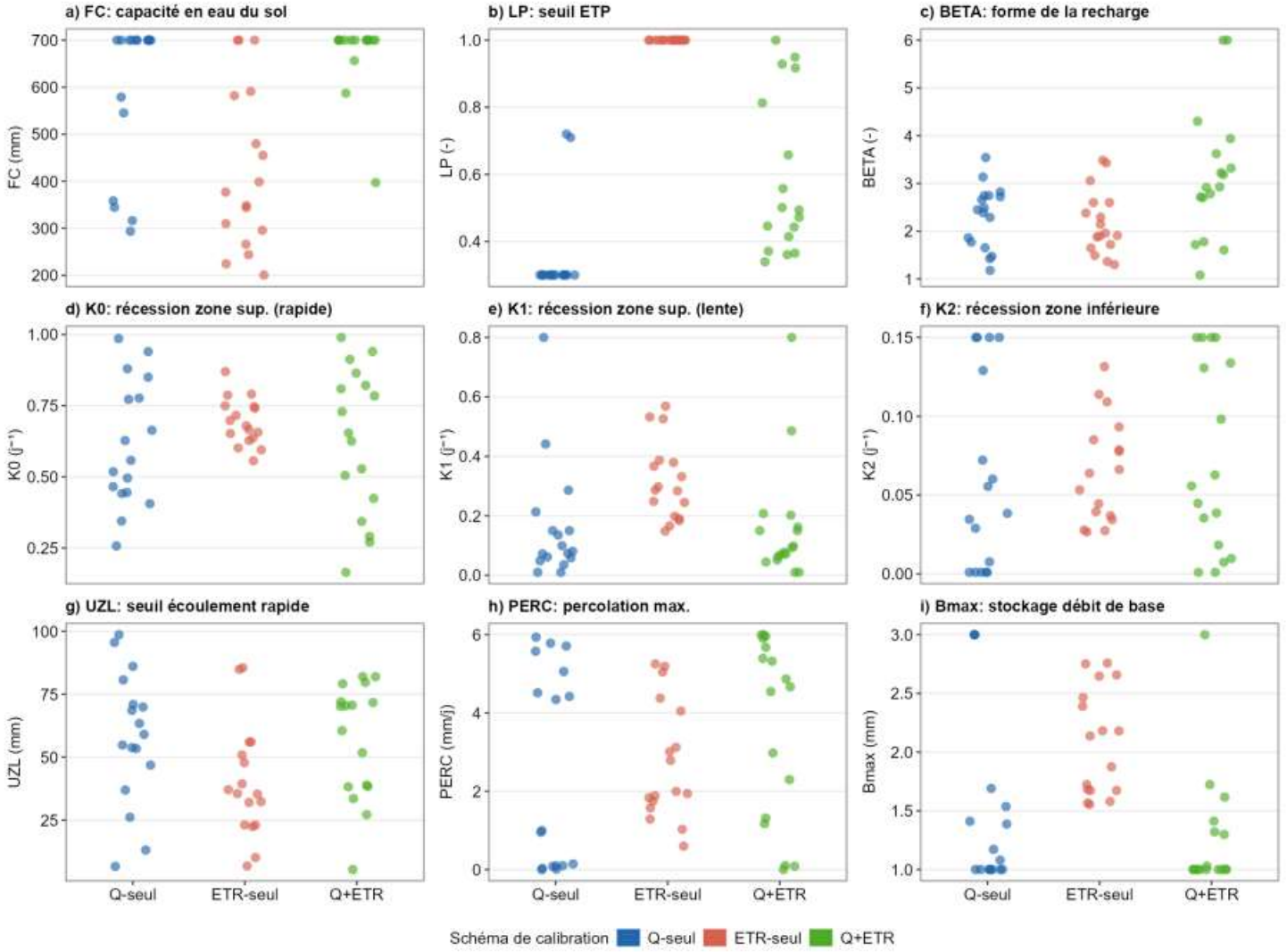


Figure 17 : Évolution des paramètres du modèle HBV à travers trois schémas de calibration.

IV.3.3. IHACRES

Les paramètres d'IHACRES présentent une sensibilité modérée au schéma de calibration, avec des comportements contrastés.

Le schéma *Q_seul* entraîne la concentration du paramètre ***f*** (modulation thermique du dessèchement) dans la plage [0,6 ;1] (**Figure 18.a**), traduisant un seuil hydrique faible. Calibré uniquement sur le débit, le modèle n'est pas contraint de reproduire une ETR réaliste et ***f*** prend des valeurs basses, signifiant que l'ETR devient rapidement une limite. Le facteur d'actualisation de l'indice d'humidité ***e*** se concentre vers sa valeur maximale de 1,5 (**Figure 18.b**) pour la quasi-totalité des bassins, signifiant une forte demande évaporative potentielle. Ce qui est physiquement cohérent pour les bassins du Burkina Faso, caractérisés par un rayonnement solaire intense et une demande atmosphérique élevée. Le déficit hydrique de référence ***d*** présente une organisation en 2 groupes : une plage de [0;100mm] regroupant des bassins à forte capacité d'absorption, capables de générer du ruissellement rapidement même avec un faible déficit et une plage de [300; 500mm] regroupant des bassins à faible capacité d'absorption, nécessitant de fortes quantités de pluie cumulée avant de produire du ruissellement (**Figure 18.c**). Le paramètre de routage, ***tau_s*** (récession lente), présente également une organisation bimodale : une majorité de bassins concentrés à la valeur maximale de 200 jours (**Figure 18.d**), traduisant une vidange lente de la nappe souterraine et une capacité à soutenir les étiages, tandis qu'une minorité de bassins présente des valeurs entre 8 et 28 jours, indiquant une vidange rapide et des étiages précoces et sévères. Le paramètre ***tau_q*** (récession rapide) est largement dispersé avec une majorité concentrée à la valeur maximale de 10 jours, indiquant une partition entre bassins à réponse rapide et bassins à réponse lente (**Figure 18.e**), favorisant un écoulement lent et soutenu.). Enfin, ***v_s*** est très dispersé entre 0,1 et 1, avec une majorité comprise entre 0,1 et 0,5 signifiant que les bassins sont globalement dominés par le ruissellement de surface plutôt que par les eaux souterraines, ce qui est cohérent avec le contexte sahélien dégradé (**Figure 18.f**).

Le schéma *ETR_seul* génère les changements les plus importants. La modulation thermique de dessèchement ***f*** se disperse légèrement dans la plage [0,6 ; 0,8] avec quelques bassins atteignant 1,5 et 2,1 (**Figure 18.a**), mais reste globalement stable par rapport au schéma *Q_seul*. Cette stabilité relative suggère qu'IHACRES, de par sa structure, ne modifie pas profondément son seuil de stress hydrique lorsqu'on lui impose une contrainte ETR. L'indice d'humidité ***e*** en revanche, subit une baisse notable vers la plage [0,5 ; 0,75], traduisant une réduction du pouvoir

évaporatif simulé. Sous la contrainte de l'ETR, le modèle réduit la demande évaporative potentielle pour mieux coller aux observations satellitaires de l'ETR réelle. Le déficit hydrique ***d*** se disperse vers des valeurs plus faibles et variables [50 ; 500 mm] (**Figure 18.c**), traduisant une plus grande incertitude dans l'identification du déficit hydrique de référence entre bassins quand la contrainte de débit est absente. Le modèle peut compenser via ***d***, les informations manquantes sur la dynamique temporelle du ruissellement. Le paramètre, ***tau_s*** se concentre dans la plage [50 ;150jours] (**Figure 18.d**) mais ***tau_q*** baise en restant dispersé, traduisant une accélération de la réponse rapide du bassin versant. ***v_s*** se concentre entre 0,25 et 0,70 (**Figure 18.f**). En somme, sous le schéma *ETR_seul*, on observe une légère dispersion du déficit hydrique, accompagnée d'une baisse de l'indice d'humidité, d'une légère dispersion de ***f***, et une légère baisse du temps de vidange lente, accompagnée d'une baisse du temps de récession et de la fraction se vidangeant vers le réservoir lent. Ces modifications restent modérées, ce qui confirme qu'IHACRES est structurellement moins sensible à la contrainte ETR que GR6J.

Sous le schéma *Q+ETR*, IHACRES adopte un comportement très proche du schéma *Q_seul*. La modulation thermique de dessèchement ***f*** présente une légère dispersion vers le haut dans la plage [0,5 ; 1] (**Figure 18.a**), mais reste globalement concentrée dans les mêmes valeurs que le schéma *Q_seul*. L'indice d'humidité ***e*** se disperse légèrement davantage que sous *Q_seul* tout en conservant son comportement général. Le déficit hydrique ***d*** reste dispersé, mais avec quelques bassins qui se concentrent vers les valeurs maximales (**Figure 18.c**), adoptant un comportement intermédiaire entre *Q_seul* et *ETR_seul*. Le paramètre ***tau_s*** retrouve la structure bimodale de *Q_seul*, avec une majorité de bassins à la valeur maximale (**Figure 18.d**) et ***tau_q*** présente une légère dispersion similaire au schéma Q_seul (**Figure 18.e**). En revanche, la fraction d'eau vers les réservoirs lents ***v_s*** présente une dispersion plus large (**Figure 18.f**), presque semblable à *Q_seul*, avec des valeurs allant de 0,2 à 1, indiquant une plus grande variabilité de la partition entre écoulement rapide et lent sous la double contrainte.

Tous ces résultats confirment que pour IHACRES, la contrainte ETR apporte peu de modifications structurelles à ces paramètres. En d'autres termes, IHACRES présente une limite structurelle dans son module non-linéaire qui l'empêche d'intégrer efficacement la contrainte ETR lors de la calibration, contrairement à GR6J dont le réservoir de production X1 assure un couplage fort entre ETR et ruissellement.

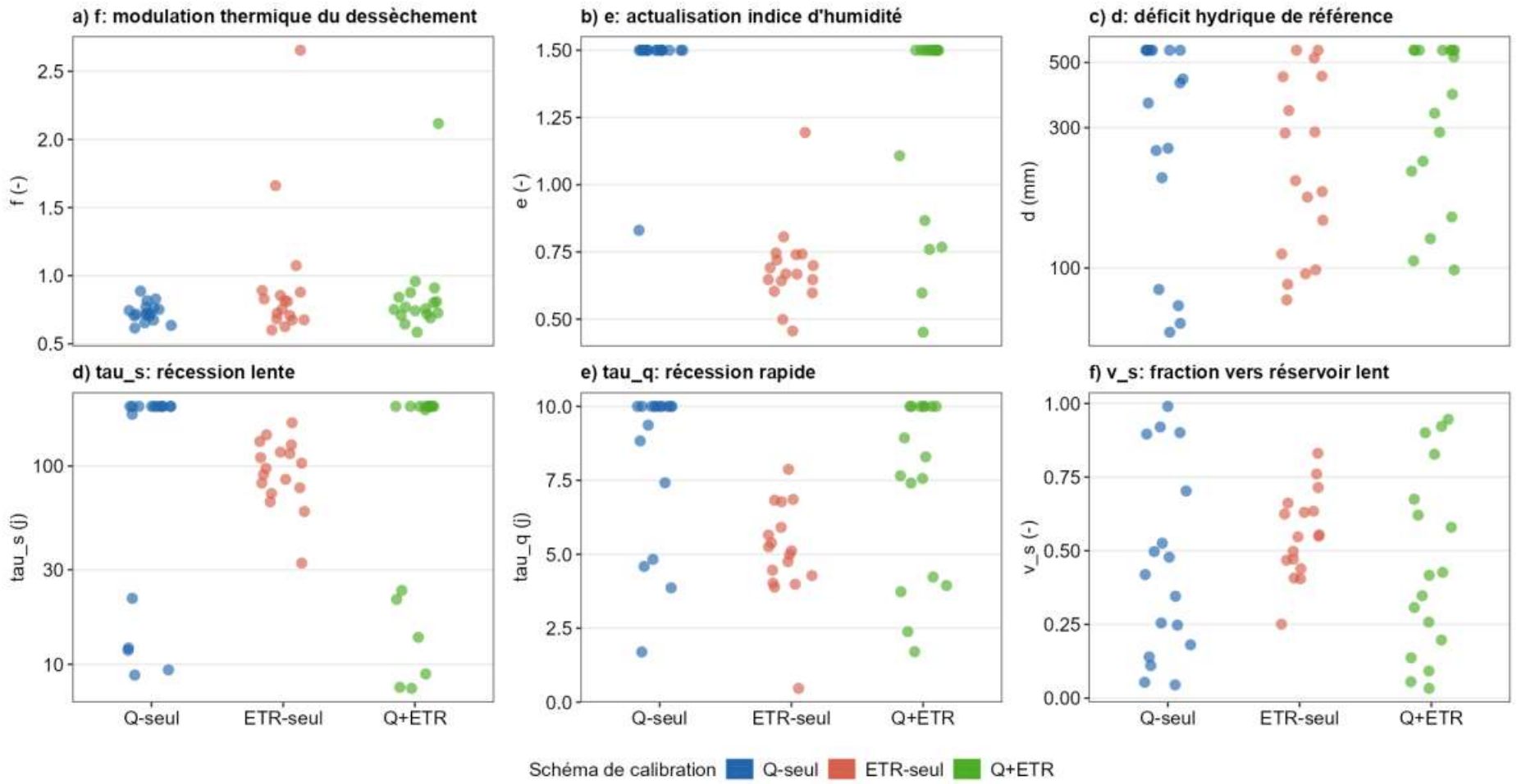


Figure 18 : Évolution des paramètres du modèle IHACRES à travers les 3 schémas de calibration

IV.4. Comparaison des signatures hydro-climatiques moyennes journalières

Afin de compléter l'analyse des métriques, la capacité des trois modèles à reproduire le comportement hydro-climatique moyen des bassins versants étudiés est évaluée successivement sur GR6J (**Figure 19**), HBV (**Figure 20**) et IHACRES (**Figure 21**).

Sur le débit, et avec le schéma *Q_seul*, GR6J reproduit globalement bien la dynamique saisonnière du débit. Il arrive à bien reproduire l'allure de la courbe de débit observée, y compris les pics de crue et les étiages, pour la majorité des bassins (**Figure 19**), sauf à Botou. De plus, il surestime légèrement les débits observés dans la majorité des bassins, sauf au niveau de Botou où il y a eu une sous-estimation. Le schéma *ETR_seul* produit des débits totalement aberrants sur quasi tous les bassins. Il n'arrive pas à reproduire l'allure des débits observés et sous-estime les débits dans certains bassins et dans d'autres les surestime. Il simule un débit de base constant et irréaliste toute l'année, y compris en pleine saison sèche quand les débits observés sont nuls. Le schéma *Q+ETR* reproduit fidèlement la dynamique observée, avec des performances très proches du schéma *Q_seul*. La montée de crue est bien capturée, les pics sont bien positionnés, et les étiages tendent vers zéro. Cependant, il sous-estime les débits dans certains bassins et les surestime dans d'autres.

Sur l'ETR, le schéma *Q_seul* simule une ETR dont la saisonnalité est bien reproduite, mais avec des valeurs systématiquement sous-estimées par rapport aux observations de GLEAM sur quasi tous les bassins. Le schéma *ETR_seul* reproduit très bien l'ETR. Il reproduit bien l'allure de l'ETR satellitaire avec une légère tendance à la sous-estimation en saison sèche et à la surestimation en saison pluvieuse dans la majorité des bassins. Sous le schéma *Q+ETR*, l'ETR est bien reproduite, souvent aussi bien que celle du schéma *ETR_seul.* Les allures sont bien reproduites avec les mêmes tendances de surestimation et de sous-estimation que le schéma *ETR_seul*.

GR6J produit des débits totalement irréalistes mais une ETR acceptable avec le schéma *ETR_seul*. Sous le schéma *Q_seul* il produit de bons débits mais sous-estime systématiquement l'ETR. Le schéma *Q+ETR* réalise le meilleur compromis, reproduisant correctement la dynamique du débit et améliorant significativement la simulation de l'ETR par rapport au schéma *Q_seul*.

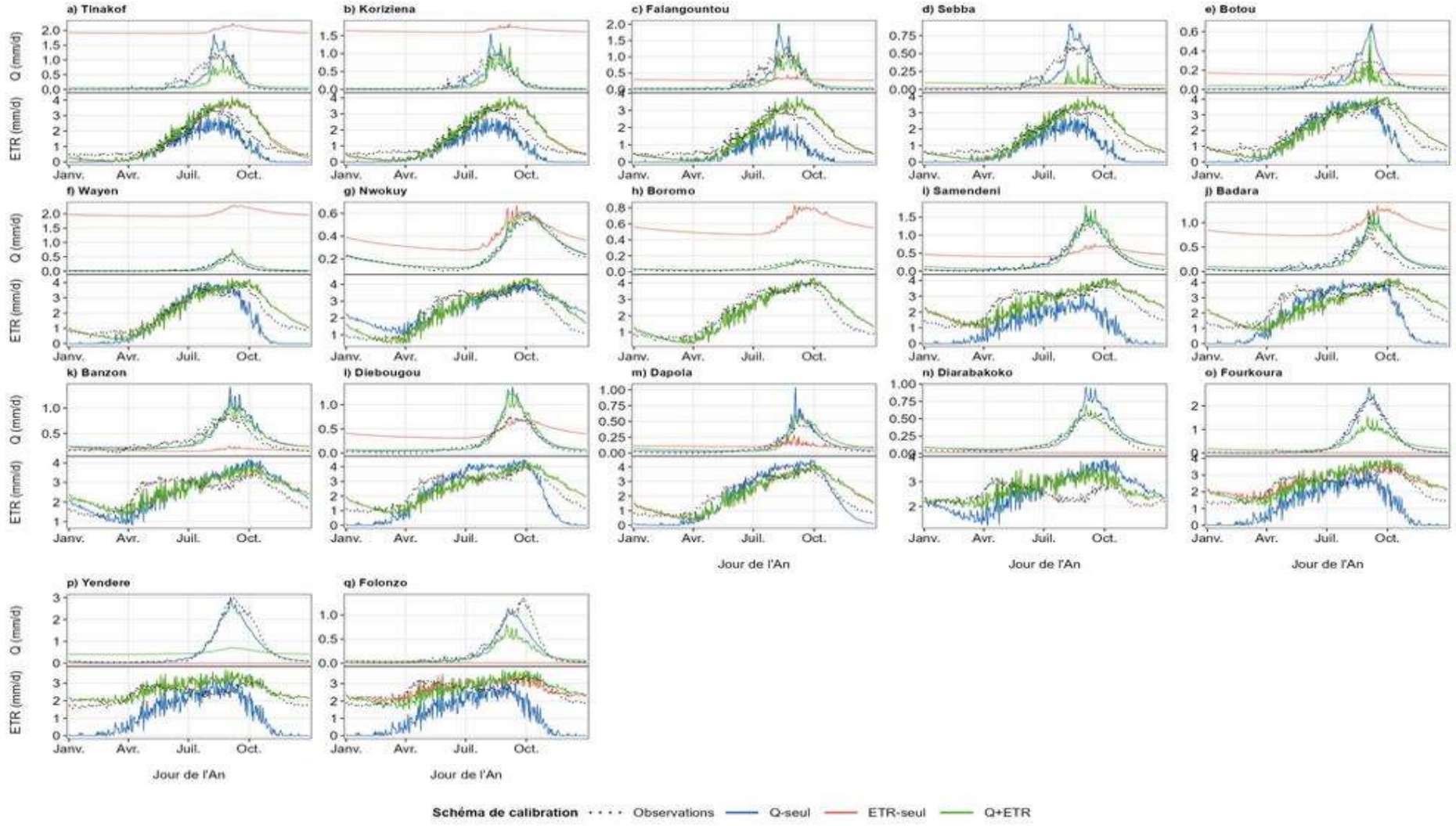


Figure 19 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle GR6J

Avec le modèle HBV, la représentation de l'hydro-climatologie moyenne varie (**Figure 20**). Sur le débit et avec le schéma *Q_seul*, HBV reproduit assez bien la saisonnalité du débit. Il reproduit bien l'allure de la courbe des débits observés, mais avec une légère sous-estimation au début de la saison des pluies et une légère surestimation à la fin de celle-ci. Le schéma *ETR_seul* produit des débits irréalistes avec des pics très élevés et décalés temporellement sur quasi tous les bassins. Contrairement à GR6J où le schéma *ETR_seul* produisait un débit constant, HBV sous *ETR_seul* produit des pics de débit excessifs et mal positionnés, grandement surestimés par rapport aux observations. Le schéma *Q+ETR* améliore globalement la reproduction du débit, souvent identique à celle du schéma *Q_seul* dans certains bassins.

Sur l'ETR, le schéma *Q_seul* reproduit bien l'allure de l'ETR satellitaire mais surestime les pics et les décale légèrement. Il sous-estime l'ETR pendant la saison sèche et le surestime en saison des pluies sur tous les bassins. Avec le schéma *ETR_seul*, la reproduction de l'ETR est légèrement améliorée. L'allure de la courbe simulée suit celle de l'ETR satellitaire, suit les mêmes tendances que celle du schéma *Q_seul* mais le surestime beaucoup moins. Le schéma *Q+ETR* produit une ETR intermédiaire entre les deux schémas. Elle a la même allure que celle de l'ETR satellitaire. Elle a aussi les mêmes tendances que les deux schémas, mais surestime moins que *Q _seul* et plus que *ETR_seul*.

HBV présente des tendances de sous-estimation et de surestimation systématiques de l'ETR sous *Q_seul.* Le schéma *ETR_seul* réduit ces tendances mais au prix de débits grandement surestimés. Le schéma *Q+ETR* améliore le compromis, mais avec des performances sur le débit parfois inférieur à celles du schéma *Q_seul.*

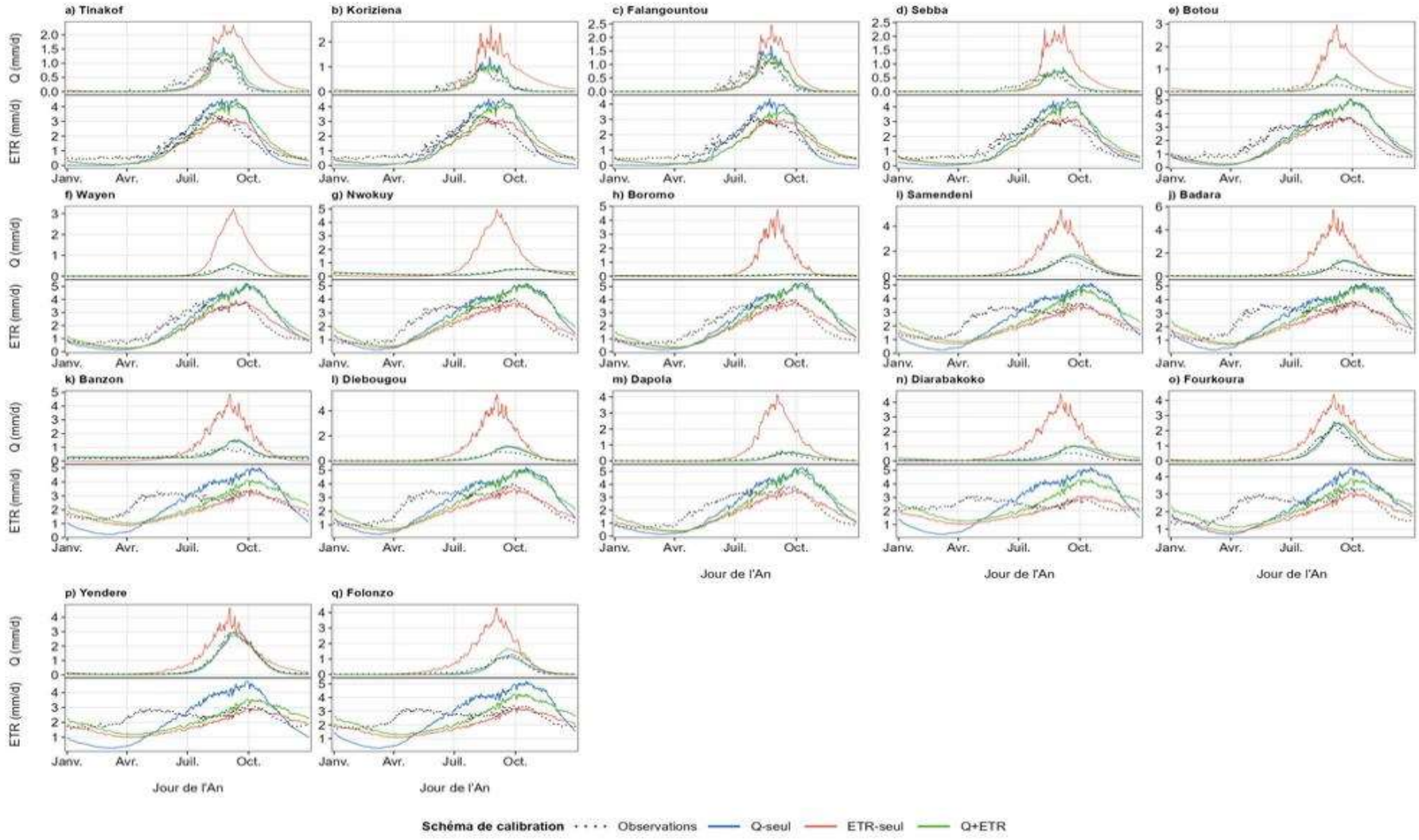


Figure 20 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle HBV

Le modèle IHACRES reproduit également de manière différente l'hydro-climatologie en fonction des schémas de calibration (**Figure 21**).

Sous le schéma *Q_seul,* il reproduit bien la saisonnalité du débit avec une qualité variable. Pour les bassins du sud (Yendere, Folonzo, Banzon, Dapola), les performances sont satisfaisantes avec une bonne capture des pics. Pour les bassins du nord (Sebba, Botou, Wayen, Boromo), ce schéma surestime les pics de crue et les décale. Sous le schéma *ETR_seul,* IHACRES produit des débits très loin des débits observés. Il n'arrive pas à reproduire l'allure des pics dans certains bassins et de surcroît les surestime excessivement. Sous le schéma *Q+ETR,* il reproduit bien la dynamique des débits, avec des performances très proches du schéma *Q_seul,* voire légèrement améliorées sur certains bassins.

Sur l'ETR, le schéma *Q_seul* reproduit bien l'allure de la courbe de l'ETR satellitaire, mais avec des tendances de surestimation en saison des pluies et de sous-estimation en saison sèche. Avec le schéma *ETR _seul*, IHACRES reproduit mieux l'ETR satellitaire dans les bassins du nord (Tinakof, Korizena, Falangountou, Sebba, Botou et Wayen) à partir du mois de juillet et la reproduit moins bien dans les bassins du sud (Diarabakoko, Fourkoura, Yendere, Folonzo). Le schéma *Q+ETR* produit un intermédiaire avec une meilleure reproduction de la saisonnalité que le schéma *Q_seul,* mais présente une légère tendance à la surestimation souvent supérieure à celle du schéma *Q_seul*.

IHACRES reproduit bien les débits observés sous le schéma *Q_seul* en particulier à Yendere et Fourkoura, mais avec le schéma *ETR_seul* il ne s'en sort pas très bien. Sur l'ETR, avec le schéma *Q_seul,* il surestime l'ETR satellitaire tandis que sous le schéma *ETR_seul*, la reproduction dépend des bassins et des saisons. Sur les bassins du nord et à partir du mois de juillet, la représentation de l'ETR satellitaire est meilleure qu'en saison sèche. Le schéma *Q+ETR* simule des débits proches des débits observés presque aussi bien que ceux du schéma *Q_seul* et améliore légèrement la représentation de l'ETR.

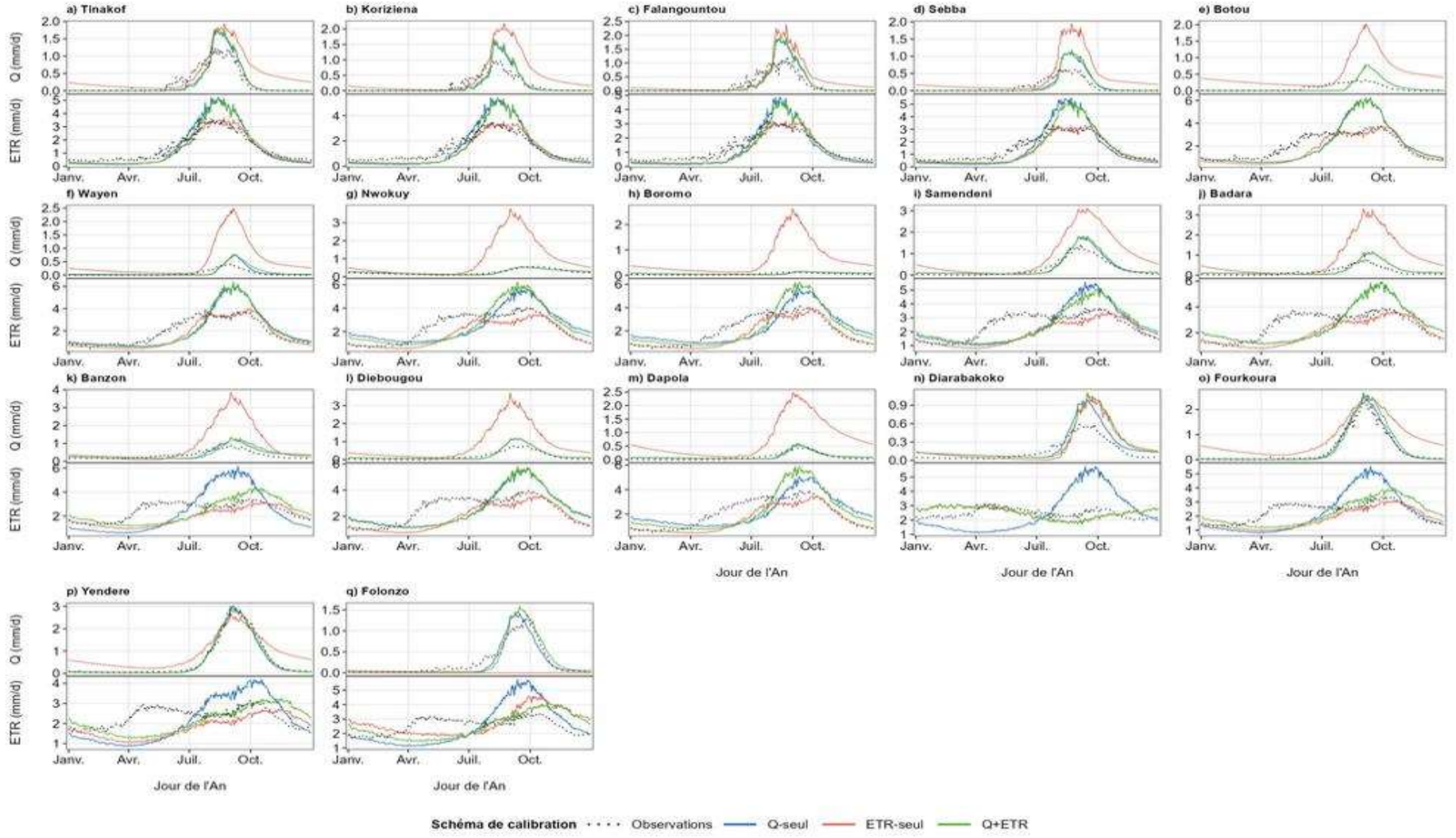


Figure 21 : Hydro-climatologie moyenne journalière du débit et de l'ETR avec le modèle IHACRES

V. Discussion

V.1. Valeur ajoutée de l'ETR comme cible de calibration

La calibration classique des modèles hydrologiques repose le plus souvent sur les débits observés à l'exutoire (Q). Cette approche permet généralement de bien reproduire la réponse globale du bassin, mais elle ne garantit pas une représentation correcte des flux internes, en particulier de l'évapotranspiration réelle (ETR). Cette limite est liée au phénomène d'équifinalité, où plusieurs jeux de paramètres peuvent donner des débits simulés satisfaisants tout en décrivant différemment les processus hydrologiques internes (Hui et al., 2020; Shah et al., 2021; Rane and Jayaraj, 2023; Pool et al., 2024).

Les résultats obtenus confirment cette limite. La calibration sur Q seul produit des performances acceptables sur les débits, avec un KGE médian atteignant 0,67. Cependant, elle conduit parfois à des incohérences importantes sur l'ETR. Le cas du modèle GR6J est particulièrement révélateur, avec une surestimation marquée de l'ETR et un biais atteignant -33,27 %. Cela montre qu'une bonne performance sur le débit ne suffit pas à garantir la cohérence hydrologique interne du modèle, comme le soulignent également (Pan et al., 2018; Bennour et al., 2022).

À l'inverse, la calibration basée uniquement sur l'ETR satellitaire GLEAM ne permet pas de reproduire correctement les débits. Dans cette étude, le schéma *ETR_seul* produit des KGE négatifs et des biais volumiques supérieurs à 60 % pour HBV et IHACRES. Cela indique que l'ETR seule renseigne surtout les pertes atmosphériques et l'état hydrique du bassin, mais pas suffisamment les processus de génération et de transfert des écoulements. Ce constat rejoint Herman et al. (2018), qui observent une baisse des performances sur les débits lorsque la calibration repose uniquement sur l'ETR, ainsi que Pool et al. (2024), qui rappellent que l'ETR apporte peu d'information sur les mécanismes temporels de production du débit.

Le schéma multi-variable *Q+ETR* apparaît donc comme le compromis le plus pertinent. Il maintient des performances satisfaisantes sur le débit tout en améliorant fortement la cohérence de l'ETR simulée. Pour GR6J, l'ajout de l'ETR corrige presque totalement le biais volumique, qui passe de -33,27 % à 0,60 %, sans dégradation majeure de la performance sur le débit. Cette amélioration traduit une meilleure contrainte du bilan hydrologique et rejoint les conclusions de Herman et al. (2018) et Pan et al. (2018), selon lesquelles la calibration conjointe renforce la robustesse de la représentation des flux internes.

Ces résultats doivent toutefois être nuancés. La littérature montre qu'un compromis entre

performance sur Q et performance sur l'ETR est fréquent. Pool et al. (2024) indiquent que l'amélioration de l'ETR peut s'accompagner d'une légère baisse de la performance sur le débit, de l'ordre de 5 % en moyenne. De plus, l'efficacité de l'ETR comme contrainte dépend de la capacité du modèle à représenter correctement les processus évaporatifs et le stockage de l'eau dans le sol (Bennour et al., 2022). Enfin, les produits satellitaires d'ETR restent des estimations comportant leurs propres incertitudes, comme le soulignent Do et al. (2024).

En milieu équatorial très humide, une étude similaire resterait pertinente mais conduirait à des résultats légèrement différents. Dans cette zone climatique, l'ETR y est généralement proche de l'ETP car les bassins de cette zone sont davantage limités par l'énergie que par la disponibilité en eau (Koppa et al., 2021; Cheng et al., 2025). Le produit GLEAM y présente généralement de meilleures performances (Ding and Zhu, 2022; Abdallah et al., 2025; Miralles et al., 2025), ce qui pourrait améliorer les résultats du schéma *ETR_seul*. Néanmoins, la calibration conjointe *Q+ETR* resterait la stratégie la plus pertinente pour assurer une représentation cohérente à la fois des débits et des flux internes.

V.2. Effet de l'ETR sur les paramètres des modèles

Dans les modèles hydrologiques conceptuels, les paramètres sont estimés par calibration afin de rapprocher les simulations des observations. L'ajout de l'ETR modifie donc leur identification, car le modèle n'est plus seulement contraint par les débits, mais aussi par le partage de l'eau entre écoulement, évapotranspiration et stockage.

Le principal effet observé est une réduction de l'équifinalité. En calibration *Q_seul*, plusieurs combinaisons de paramètres peuvent produire des débits similaires, même si elles représentent mal les processus internes (Pool et al., 2024). L'intégration de l'ETR limite cette liberté en imposant une contrainte supplémentaire sur le bilan hydrique. Pan et al (2018) montrent ainsi que la calibration multi-variable réduit les plages de variation de certains paramètres, notamment ceux liés au stockage dans le sol. Les résultats de notre étude vont dans le même sens : pour GR6J, le paramètre de capacité du réservoir de production ***X1***, initialement très dispersé, se resserre vers des valeurs comprises entre 100 et 300 mm lorsque l'ETR est intégrée. Les paramètres les plus affectés sont ceux liés aux processus de production, au stockage dans le sol et aux échanges avec l'atmosphère. Pour HBV, la calibration *Q+ETR* évite les valeurs extrêmes observées avec *Q_seul*, notamment pour la capacité du sol ***FC*** et le seuil de stress hydrique ***LP***. Rientjes et al. (2013) indiquent également que l'ajout de l'ETR réduit l'incertitude sur ***FC***, ***LP*** et la percolation ***PERC***. Pour GR6J, l'ETR contraint non seulement ***X1***, mais

contribue aussi à stabiliser le coefficient d'échange souterrain ***X2***, limitant ainsi les compensations artificielles dans le bilan.

En revanche, les paramètres de routage restent principalement contrôlés par le débit. C'est le cas de ***X4*** dans GR6J et de ***K0/K1*** dans HBV. Ce résultat est cohérent sur le plan hydrologique. L'ETR renseigne surtout les pertes atmosphériques et l'état hydrique du bassin, tandis que le débit reste variable la plus informative pour identifier les temps de transfert et la dynamique des écoulements (Beck et al., 2016; Yonaba et al., 2025).

L'intégration de l'ETR améliore donc la cohérence physique des paramètres, mais cette amélioration n'est pas automatique. Elle dépend de la structure du modèle et de sa capacité à traduire l'information apportée par l'ETR. IHACRES apparaît moins réactif à cette contrainte. Par ailleurs, Do et al. (2024) rappellent que certains paramètres peuvent influencer différemment les performances sur Q et sur l'ETR, ce qui explique les compromis observés en calibration multi-variable.

V.3. Effets sur la représentation du fonctionnement hydrologique

Les résultats de cette étude montrent que chaque schéma de calibration conduit à une représentation différente du fonctionnement hydrologique des bassins. Le schéma *Q_seul* reproduit mieux la dynamique des débits, car il est directement optimisé sur cette variable. Cependant, cette bonne performance sur le débit ne garantit pas une représentation correcte de l'ETR. Dans certains cas, le modèle peut reproduire les débits en compensant les erreurs internes par une mauvaise répartition entre évapotranspiration, stockage et écoulement.

Inversement, contraindre le modèle sur l'ETR seule améliore la reproduction de la saisonnalité évaporative, mais au prix d'une forte dégradation des débits simulés :les pics de crue sont mal positionnés, les étiages irréalistes, et dans certains cas un débit de base fictif persiste en pleine saison sèche. Ce résultat montre que l'ETR, bien qu'essentielle dans le bilan hydrologique, ne suffit pas à elle seule pour contraindre les processus de génération et de transfert des écoulements.

Le schéma *Q+ETR* offre une représentation plus équilibrée du fonctionnement hydrologique. Il permet de conserver une dynamique de débit relativement satisfaisante tout en améliorant la cohérence de l'ETR simulée. Les pics de crue sont mieux situés que dans le schéma *ETR_seul*, tandis que la courbe d'ETR simulée se rapproche davantage de celle de GLEAM. Cette amélioration traduit une meilleure synchronisation entre les processus de production du ruissellement, de stockage dans le sol et de pertes par évapotranspiration.

Ces résultats montrent que l'ETR joue un rôle de contrainte supplémentaire. Elle ne remplace pas le débit comme variable centrale de calibration, mais elle permet de vérifier si le modèle reproduit correctement une composante majeure du bilan hydrologique. Cette information est particulièrement importante dans les bassins sahéliens, où l'évapotranspiration représente une grande part des précipitations annuelles.

Ainsi, l'intérêt du schéma *Q+ETR* ne réside pas seulement dans l'amélioration des critères statistiques. Il réside surtout dans sa capacité à produire une simulation plus cohérente sur le plan hydrologique. Cela est également relevé par les conclusions de précédentes études, notamment Rajib et al. (2018) ; Shah et al. (2021) ; Bennour et al. (2022) ; Taia et al. (2023) ; Pool et al. (2024).

V.4. Limites de l'étude et perspectives

Malgré les apports de la calibration multi-variable, plusieurs limites doivent être soulignées. La première concerne l'incertitude des données satellitaires d'ETR. Le produit GLEAM ne constitue pas une mesure directe de terrain , mais une estimation issue d'un modèle fondé sur plusieurs hypothèses (Immerzeel and Droogers, 2008; Do et al., 2024). Son utilisation comme cible de calibration peut donc améliorer la cohérence du modèle, mais elle peut aussi transmettre au modèle les biais propres au produit satellitaire.

Une autre limite concerne la résolution spatiale de GLEAM, de l'ordre de 0,1° (11,1 km). Cette résolution peut être relativement grossière pour certains bassins et ne pas représenter finement l'hétérogénéité des sols, de la végétation et des usages des terres. Dans les milieux sahéliens, où ces contrastes spatiaux sont importants, cette contrainte d'échelle peut influencer les résultats de calibration.

Enfin, le choix d'une pondération 50/50 entre Q et ETR dans le schéma multi-variable reste empirique. Il permet une comparaison simple et équilibrée, mais il ne garantit pas une pondération optimale. La littérature montre qu'il n'existe pas de consensus sur le poids à accorder à chaque variable et qu'un compromis entre la performance sur le débit et celle sur l'ETR est souvent inévitable (Pool et al., 2024).

Les recherches futures devraient donc tester plusieurs produits d'ETR afin d'évaluer la sensibilité des résultats aux choix de la donnée satellitaire. Il serait également utile d'explorer différentes pondérations entre Q et ETR, ainsi que des approches multi-variables intégrant d'autres composantes du cycle hydrologique, comme l'humidité du sol issue d'ESA CCI ou les

variations du stockage total d'eau dérivées de GRACE (Bennour et al., 2022). Ces développements permettraient de mieux contraindre le bilan hydrique global et d'améliorer la robustesse des modèles dans les bassins ouest-africains, notamment dans un contexte de changement climatique et de raréfaction des observations in situ.

Conclusion

Cette étude avait pour objectif d'évaluer la valeur ajoutée de l'évapotranspiration réelle (ETR) comme variable de calibration dans la modélisation hydrologique des bassins versants ouest-africains. Trois schémas de calibration ont été comparés : une calibration basée uniquement sur les débits observés (*Q_seul*), une calibration basée uniquement sur l'ETR satellitaire (*ETR_seul*) et une calibration multi-variable combinant Q et l'ETR.

Les résultats montrent d'abord que la calibration sur les débits seuls permet de reproduire de manière satisfaisante la dynamique des écoulements à l'exutoire. Toutefois, cette performance ne garantit pas une représentation correcte des autres composantes du bilan hydrologique. Dans certains cas, notamment avec GR6J, le modèle reproduit correctement les débits tout en simulant une ETR fortement biaisée. Cela confirme que la seule performance sur le débit ne suffit pas à juger de la cohérence hydrologique interne d'un modèle.

À l'inverse, la calibration sur l'ETR seule améliore la représentation de l'évapotranspiration, mais elle ne permet pas de simuler correctement les débits. Cette approche apparaît donc insuffisante lorsqu'il s'agit de représenter la réponse hydrologique globale du bassin. L'ETR fournit une information importante sur les pertes atmosphériques et l'état hydrique du bassin, mais elle ne contraint pas suffisamment les processus de génération et de transfert des écoulements.

La calibration multi-variable (*Q et ETR*) apparaît ainsi comme le meilleur compromis. Elle permet de maintenir des performances acceptables sur les débits tout en améliorant la cohérence de l'ETR simulée et du bilan hydrologique. Elle contribue également à limiter certaines compensations internes et mieux contraindre les paramètres liés au stockage at aux processus évaporatifs.

En somme, l'ETR ne se substitue pas au débit dans le dispositif de calibration : elle le complète. Son intégration contraint des processus que le débit seul ne peut discriminer, notamment la partition entre stockage et pertes atmosphériques, et améliore ainsi la cohérence physique globale du modèle sans en dégrader significativement les performances sur les écoulements.

Les perspectives devraient porter sur la comparaison de plusieurs produits satellitaires d'ETR, l'exploration de différentes pondérations entre Q et ETR, et l'intégration d'autres variables hydrologiques comme l'humidité du sol ou le stockage total d'eau.

Bibliographie

Abdallah, M., Zhang, K., Singh, S.K., Abdi, M.J., Elameen, A.M., Mohammed, A.A.A., Elzain, H.E., 2025. Hydrological insights: Comparative analysis of gridded potential evapotranspiration products for hydrological simulations and drought assessment. Journal of Hydrology: Regional Studies 57, 102113. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.102113

Adeyeri, O.E., Ishola, K.A., 2021. Variability and Trends of Actual Evapotranspiration over West Africa: The Role of Environmental Drivers. Agricultural and Forest Meteorology 308–309, 108574. https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2021.108574

Adeyeri, O.E., Laux, P., Arnault, J., Lawin, A.E., Kunstmann, H., 2020. Conceptual hydrological model calibration using multi-objective optimization techniques over the transboundary Komadugu-Yobe basin, Lake Chad Area, West Africa. Journal of Hydrology: Regional Studies 27, 100655. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100655

Allies, A., 2019. Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest: vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région.

Andrews, F., Guillaume, J., Vervoort, W., Buzacott, A., 2021. hydromad: Évaluation et développement de modèles hydrologiques.

Beck, H.E., van Dijk, A.I.J.M., de Roo, A., Miralles, D.G., McVicar, T.R., Schellekens, J., Bruijnzeel, L.A., 2016. Global-scale regionalization of hydrologic model parameters. Water Resources Research 52, 3599–3622. https://doi.org/10.1002/2015WR018247

Bennour, A., Jia, L., Menenti, M., Zheng, C., Zeng, Y., Asenso Barnieh, B., Jiang, M., 2022. Calibration and Validation of SWAT Model by Using Hydrological Remote Sensing Observables in the Lake Chad Basin. Remote Sensing 14, 1511. https://doi.org/10.3390/rs14061511

Bergström, S., 1976. Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments.

Blatchford, M.L., Mannaerts, C.M., Njuki, S.M., Nouri, H., Zeng, Y., Pelgrum, H., Wonink, S., Karimi, P., 2020. Evaluation of WaPOR V2 evapotranspiration products across Africa. Hydrological Processes 34, 3200–3221. https://doi.org/10.1002/hyp.13791

Cheng, C., Liu, W., Chen, R., Mu, Z., Zhou, H., Han, X., Li, Z., Feng, H., 2025. Characteristics of potential evapotranspiration and its estimation from hydrological observation in the Budyko framework. EGUsphere 1–20. https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-5898

Coron, L., Delaigue, O., Thirel, G., Dorchies, D., Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., Bourgin, F., Brigode, P., Moine, N.L., Mathevet, T., Mouelhi, S., Oudin, L., Pushpalatha, R., Valéry, A., 2026. airGR: Suite of GR Hydrological Models for Precipitation-Runoff Modelling.

Coron, L., Thirel, G., Delaigue, O., Perrin, C., Andréassian, V., 2017. The suite of lumped GR hydrological models in an R package. Environmental Modelling & Software 94, 166–171. https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002

Croke, B.F., Jakeman, A.J., 2004. A catchment moisture deficit module for the IHACRES rainfall-runoff model. Environmental Modelling & Software 19, 1–5.

Croke, B.F.W., Merritt, W.S., Jakeman, A.J., 2004. A dynamic model for predicting hydrologic response to land cover changes in gauged and ungauged catchments. Journal of Hydrology 291, 115–131. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.12.012

Dambré, K., Domiho, K.J., Faya, L., Sourou, T.V.H., Ernest, A., 2024. Rain-Flow Modelling Using the GR4J Model for Flood Risk Management in the Oti Watershed (Togo). OJMH 14, 213–230. https://doi.org/10.4236/ojmh.2024.144012

Dangol, S., Zhang, X., Liang, X.-Z., Anderson, M., Crow, W., Lee, S., Moglen, G.E., McCarty, G.W., 2023. Multivariate Calibration of the SWAT Model Using Remotely Sensed Datasets. Remote Sensing 15, 2417. https://doi.org/10.3390/rs15092417

Dardel, C., Kergoat, L., Hiernaux, P., Grippa, M., Mougin, E., Ciais, P., Nguyen, C.-C., 2014. Rain-Use-Efficiency: What it Tells us about the Conflicting Sahel Greening and Sahelian Paradox. Remote Sensing 6, 3446–3474. https://doi.org/10.3390/rs6043446

Descroix, L., 2018. Processus et enjeux d'eau en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Archives contemporaines.

Descroix, L., Guichard, F., Grippa, M., Lambert, L.A., Panthou, G., Mahé, G., Gal, L., Dardel, C., Quantin, G., Kergoat, L., Bouaïta, Y., Hiernaux, P., Vischel, T., Pellarin, T., Faty, B., Wilcox, C., Malam Abdou, M., Mamadou, I., Vandervaere, J.-P., Diongue-Niang, A., Ndiaye, O., Sané, Y., Dacosta, H., Gosset, M., Cassé, C., Sultan, B., Barry, Aliou, Amogu, O., Nka Nnomo, B., Barry, Alseny, Paturel, J.-E., 2018. Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip: An Updated Review. Water 10, 748. https://doi.org/10.3390/w10060748

Dile, Y.T., Ayana, E.K., Worqlul, A.W., Xie, H., Srinivasan, R., Lefore, N., You, L., Clarke, N., 2020. Evaluating satellite-based evapotranspiration estimates for hydrological applications in data-scarce regions: A case in Ethiopia. Science of The Total Environment 743, 140702. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.140702

Ding, J., Zhu, Q., 2022. The accuracy of multisource evapotranspiration products and their applicability in streamflow simulation over a large catchment of Southern China. Journal of Hydrology: Regional Studies 41, 101092. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2022.101092

Do, H.X., Nguyen, H.T.T., Tran, V.N., Le, M.-H., Nguyen, B.Q., Pham, H.T., Le, T.H., Van Binh, D., Dang, T.D., Tran, H., Nguyen, T.V., 2024. Uncertain Benefits of Using Remotely Sensed Evapotranspiration for Streamflow Estimation—Insights From a Randomized, Large-Sample Experiment. Water Resour Manage 38, 3819–3835. https://doi.org/10.1007/s11269-024-03840-w

Duan, Q., Sorooshian, S., Gupta, V., 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. Water Resources Research 28, 1015–1031. https://doi.org/10.1029/91WR02985

Efstratiadis, A., Koutsoyiannis, D., 2010. One decade of multi-objective calibration approaches in hydrological modelling: a review. Hydrological Sciences Journal 55, 58–78. https://doi.org/10.1080/02626660903526292

Evett, S.R., Schwartz, R.C., Casanova, J.J., Heng, L.K., 2012. Soil water sensing for water balance, ET and WUE. Agricultural Water Management 104, 1–9. https://doi.org/10.1016/j.agwat.2011.12.002

Franco, A.C.L., Oliveira, D.Y.D., Bonumá, N.B., 2020. Comparison of single-site, multi-site and multi-variable SWAT calibration strategies. Hydrological Sciences Journal 65, 2376–2389. https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1810252

Gbohoui, Y.P., Yonaba, R., Fowé, T., Manou, B.E., Bacharou, T., Y.c, H., Amoussou, E., Sintondji, L.O., Paturel, J.-E., Karambiri, H., Yacouba, H., 2024. Comparison of one-site vs. multi-sites calibration schemes for hydrological modelling of nested catchments in the West African Sahel. Proceedings of IAHS 385. https://doi.org/10.5194/piahs-385-435-2024

Gordon, B.L., Crow, W.T., Konings, A.G., Dralle, D.N., Harpold, A.A., 2022. Can We Use the Water Budget to Infer Upland Catchment Behavior? The Role of Data Set Error Estimation and Interbasin Groundwater Flow. Water Resources Research 58, e2021WR030966. https://doi.org/10.1029/2021WR030966

Guo, X., Wu, Z., Fu, G., He, H., 2024. A multi-variable calibration framework at the grid scale for integrating streamflow with evapotranspiration data to improve the simulation of distributed hydrological model. Journal of Hydrology: Regional Studies 55, 101944. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2024.101944

Han, Z., Huang, S., Huang, Q., Bai, Q., Leng, G., Wang, H., Zhao, J., Wei, X., Zheng, X., 2020. Effects of vegetation restoration on groundwater drought in the Loess Plateau, China. Journal of Hydrology 591, 125566. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125566

Her, Y., Seong, C., 2018. Responses of hydrological model equifinality, uncertainty, and performance to multi-objective parameter calibration. Journal of Hydroinformatics 20, 864–885. https://doi.org/10.2166/hydro.2018.108

Herman, M.R., Hernandez-Suarez, J.S., Nejadhashemi, A.P., Kropp, I., Sadeghi, A.M., 2020. Evaluation of Multi- and Many-Objective Optimization Techniques to Improve the Performance of a Hydrologic Model Using Evapotranspiration Remote-Sensing Data. J. Hydrol. Eng. 25, 04020006. https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001896

Herman, M.R., Nejadhashemi, A.P., Abouali, M., Hernandez-Suarez, J.S., Daneshvar, F., Zhang, Z., Anderson, M.C., Sadeghi, A.M., Hain, C.R., Sharifi, A., 2018. Evaluating the role of evapotranspiration remote sensing data in improving hydrological modeling predictability. Journal of Hydrology 556, 39–49. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.11.009

Hsu, S.-C., de Lavenne, A., Perrin, C., Andréassian, V., 2025. Extra constraint on actual evaporation in a semi-distributed conceptual model to improve model physical realism.

Hydrological Sciences Journal 70, 1143–1156. https://doi.org/10.1080/02626667.2025.2468846

Hui, J., Wu, Y., Zhao, F., Lei, X., Sun, P., Singh, S.K., Liao, W., Qiu, L., Li, J., 2020. Parameter Optimization for Uncertainty Reduction and Simulation Improvement of Hydrological Modeling. Remote Sensing 12, 4069. https://doi.org/10.3390/rs12244069

Ibrahim, M., Coenders-Gerrits, M., van der Ent, R., Hrachowitz, M., 2025. Catchments do not strictly follow Budyko curves over multiple decades, but deviations are minor and predictable. Hydrology and Earth System Sciences 29, 1703–1723. https://doi.org/10.5194/hess-29-1703-2025

IHACRES-CMD - SRG - Guide de l'utilisateur source 4.9 - Confluence [WWW Document], n.d. URL https://ewater.atlassian.net/wiki/spaces/SD49/pages/54363742/IHACRES-CMD+-+SRG (accessed 6.25.26).

Immerzeel, W.W., Droogers, P., 2008. Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration. Journal of Hydrology 349, 411–424. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.017

Jakeman, A.J., Littlewood, I.G., Whitehead, P.G., 1990. Computation of the instantaneous unit hydrograph and identifiable component flows with application to two small upland catchments. Journal of Hydrology 117, 275–300. https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90097-H

Jiang, L., Wu, H., Tao, J., Kimball, J.S., Alfieri, L., Chen, X., 2020. Satellite-Based Evapotranspiration in Hydrological Model Calibration. Remote Sensing 12, 428. https://doi.org/10.3390/rs12030428

Jin, X., Jin, Y., 2020. Calibration of a Distributed Hydrological Model in a Data-Scarce Basin Based on GLEAM Datasets. Water 12, 897. https://doi.org/10.3390/w12030897

Jung, H.C., Getirana, A., Arsenault, K.R., Holmes, T.R.H., McNally, A., 2019. Uncertainties in Evapotranspiration Estimates over West Africa. Remote Sensing 11, 892. https://doi.org/10.3390/rs11080892

Kalura, P., Pandey, A., Chowdary, V.M., Dayal, D., 2025. A TOPSIS -Based Multicriteria Assessment of Hydrologic Model Calibration Using Satellite-Derived Evapotranspiration and Streamflow Data. Hydrological Processes 39, e70191. https://doi.org/10.1002/hyp.70191

Kodja, D.J., Akognongbé, A.J.S., Amoussou, E., Mahé, G., Vissin, E.W., Paturel, J.-E., Houndénou, C., 2020. Calibration of the hydrological model GR4J from potential evapotranspiration estimates by the Penman-Monteith and Oudin methods in the Ouémé watershed (West Africa). https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/2021-10/010082893.pdf. https://doi.org/10.5194/piahs-383-163-2020

Koltsida, E., Kallioras, A., 2022. Multi-Variable SWAT Model Calibration Using Satellite-Based Evapotranspiration Data and Streamflow. Hydrology 9, 112. https://doi.org/10.3390/hydrology9070112

Koppa, A., Alam, S., Miralles, D.G., Gebremichael, M., 2021. Budyko-Based Long-Term Water and Energy Balance Closure in Global Watersheds From Earth Observations. Water Resources Research 57, e2020WR028658. https://doi.org/10.1029/2020WR028658

Kumar, S.B., Mishra, A., 2025. Enhancing the Stability of Hydrological Modelling through Multivariable Calibration Schemes Using the Satellite-Based Soil Moisture and Evapotranspiration. Water Resour Manage 39, 3213–3234. https://doi.org/10.1007/s11269-025-04104-x

Kunnath-Poovakka, A., Ryu, D., Renzullo, L.J., George, B., 2016. The efficacy of calibrating hydrologic model using remotely sensed evapotranspiration and soil moisture for streamflow prediction. Journal of Hydrology 535, 509–524. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.02.018

Mei, Y., Mai, J., Do, H.X., Gronewold, A., Reeves, H., Eberts, S., Niswonger, R., Regan, R.S., Hunt, R.J., 2023. Can Hydrological Models Benefit From Using Global Soil Moisture, Evapotranspiration, and Runoff Products as Calibration Targets? Water Resources Research 59, e2022WR032064. https://doi.org/10.1029/2022WR032064

Merk, F., Schaffhauser, T., Anwar, F., Rauch, M., Bliefernicht, J., Disse, M., 2025. The impact of calibration strategies on future evapotranspiration projections: a SWAT-T comparison of three hydrological modeling approaches in West Africa. EGUsphere 1–47. https://doi.org/10.5194/egusphere-2025-3836

Miralles, D.G., Bonte, O., Koppa, A., Baez-Villanueva, O.M., Tronquo, E., Zhong, F., Beck, H.E., Hulsman, P., Dorigo, W., Verhoest, N.E.C., Haghdoost, S., 2025. GLEAM4: global land evaporation and soil moisture dataset at 0.1° resolution from 1980 to near present. Sci Data 12, 416. https://doi.org/10.1038/s41597-025-04610-y

Mostafaie, A., Forootan, E., Safari, A., Schumacher, M., 2018. Comparing multi-objective optimization techniques to calibrate a conceptual hydrological model using in situ runoff and daily GRACE data. Comput Geosci 22, 789–814. https://doi.org/10.1007/s10596-018-9726-8

Ndiaye, P.M., Ogilvie, A., Bodian, A., Descroix, L., Legay, T., Guillet, R., 2025. Hydrological variability of large rivers in West Africa: gap-filling with Earth observations and daily rainfall-runoff modelling. Hydrological Sciences Journal 70, 2219–2237. https://doi.org/10.1080/02626667.2025.2542477

Nicholson, S.E., Fink, A.H., Funk, C., 2018. Assessing recovery and change in West Africa's rainfall regime from a 161-year record. Intl Journal of Climatology 38, 3770–3786. https://doi.org/10.1002/joc.5530

Odusanya, A.E., Mehdi, B., Schürz, C., Oke, A.O., Awokola, O.S., Awomeso, J.A., Adejuwon, J.O., Schulz, K., 2019. Multi-site calibration and validation of SWAT with satellite-based evapotranspiration in a data-sparse catchment in southwestern Nigeria. Hydrol. Earth Syst. Sci. 23, 1113–1144. https://doi.org/10.5194/hess-23-1113-2019

Odusanya, A.E., Schulz, K., Biao, E.I., Degan, B.A.S., Mehdi-Schulz, B., 2021. Evaluating the performance of streamflow simulated by an eco-hydrological model calibrated and validated

with global land surface actual evapotranspiration from remote sensing at a catchment scale in West Africa. Journal of Hydrology: Regional Studies 37, 100893. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2021.100893

ONU, 2024. Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau 2024: l'eau pour la prospérité et la paix (document de programme et de réunion No. 220152). UNESCO.

ONU-Eau, 2024. Rapport mondial des Nations Unies sur la mise en valeur des ressources en eau 2024 : l'eau pour la prospérité et la paix; faits, chiffres et exemples d'actions (document de programme et de réunion). UNESCO.

Pan, S., Liu, L., Bai, Z., Xu, Y.-P., 2018. Integration of Remote Sensing Evapotranspiration into Multi-Objective Calibration of Distributed Hydrology–Soil–Vegetation Model (DHSVM) in a Humid Region of China. Water 10, 1841. https://doi.org/10.3390/w10121841

Pan, S., Xu, Y.-P., Gu, H., Yu, B., Xuan, W., 2022. Evaluation of Remote Sensing-Based Evapotranspiration Datasets for Improving Hydrological Model Simulation in Humid Region of East China. Remote Sensing 14, 4546. https://doi.org/10.3390/rs14184546

Park, J., Sung, J.H., Seo, Y.-H., Kim, B.-S., 2025. Applicability of the daily hydrological models (GR4J, GR5J, and GR6J) in the South Korean basins. Sci Rep 15, 31912. https://doi.org/10.1038/s41598-025-16429-z

Perrin, C., Michel, C., Andréassian, V., 2003. Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. Journal of Hydrology 279, 275–289. https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7

Poméon, T., Diekkrüger, B., Kumar, R., 2018a. Computationally Efficient Multivariate Calibration and Validation of a Grid-Based Hydrologic Model in Sparsely Gauged West African River Basins. Water 10. https://doi.org/10.3390/w10101418

Poméon, T., Diekkrüger, B., Springer, A., Kusche, J., Eicker, A., 2018b. Multi-Objective Validation of SWAT for Sparsely-Gauged West African River Basins—A Remote Sensing Approach. Water 10. https://doi.org/10.3390/w10040451

Pool, S., Fowler, K., Peel, M., 2024. Benefit of Multivariate Model Calibration for Different Climatic Regions. Water Resources Research 60, e2023WR036364. https://doi.org/10.1029/2023WR036364

Pushpalatha, R., Perrin, C., Le Moine, N., Mathevet, T., Andréassian, V., 2011. A downward structural sensitivity analysis of hydrological models to improve low-flow simulation. Journal of Hydrology 411, 66–76. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.09.034

Rajib, A., Evenson, G.R., Golden, H.E., Lane, C.R., 2018. Hydrologic model predictability improves with spatially explicit calibration using remotely sensed evapotranspiration and biophysical parameters. Journal of Hydrology 567, 668–683. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.10.024

Rane, N.L., Jayaraj, G.K., 2023. Enhancing SWAT model predictivity using multi-objective calibration: effects of integrating remotely sensed evapotranspiration and leaf area index. Int. J. Environ. Sci. Technol. 20, 6449–6468. https://doi.org/10.1007/s13762-022-04293-7

Rientjes, T.H.M., Muthuwatta, L.P., Bos, M.G., Booij, M.J., Bhatti, H.A., 2013. Multi-variable calibration of a semi-distributed hydrological model using streamflow data and satellite-based evapotranspiration. Journal of Hydrology 505, 276–290. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.10.006

Santos, L., Thirel, G., Perrin, C., 2018. Technical note: Pitfalls in using log-transformed flows within the KGE criterion. Hydrol. Earth Syst. Sci. 22, 4583–4591. https://doi.org/10.5194/hess-22-4583-2018

Shah, S., Duan, Z., Song, X., Li, R., Mao, H., Liu, J., Ma, T., Wang, M., 2021. Evaluating the added value of multi-variable calibration of SWAT with remotely sensed evapotranspiration data for improving hydrological modeling. Journal of Hydrology 603, 127046. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127046

Sirisena, T.A.J.G., Maskey, S., Ranasinghe, R., 2020. Hydrological Model Calibration with Streamflow and Remote Sensing Based Evapotranspiration Data in a Data Poor Basin. Remote Sensing 12, 3768. https://doi.org/10.3390/rs12223768

Taia, S., Scozzari, A., Erraioui, L., Kili, M., Mridekh, A., Haida, S., Chao, J., El Mansouri, B., 2023. Comparing the ability of different remotely sensed evapotranspiration products in enhancing hydrological model performance and reducing prediction uncertainty. Ecological Informatics 78, 102352. https://doi.org/10.1016/j.ecoinf.2023.102352

Toum, E., 2022. HBV.IANIGLA: Modular Hydrological Model.

Trotter, L., Saft, M., Peel, M.C., Fowler, K.J.A., 2023. Symptoms of Performance Degradation During Multi-Annual Drought: A Large-Sample, Multi-Model Study. Water Resources Research 59, e2021WR031845. https://doi.org/10.1029/2021WR031845

Waongo, M., Garba, J.N., Diasso, U.J., Sawadogo, W., Sawadogo, W.L., Daho, T., 2024. A Merging Approach for Improving the Quality of Gridded Precipitation Datasets over Burkina Faso. Climate 12, 226. https://doi.org/10.3390/cli12120226

Xu, Z., Liu, J., Wu, Z., Guo, X., 2024. Enhancing streamflow simulation accuracy in ungauged catchments via parameter calibration with triple collocation-based merged evapotranspiration and streamflow features. Journal of Hydrology 639, 131627. https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2024.131627

Yonaba, R., Belemtougri, A., Fowé, T., Mounirou, L.A., Nkiaka, E., Dembélé, M., Komlavi, A., Coly, S.M., Koïta, M., Karambiri, H., 2024. Rainfall estimation in the West African Sahel: comparison and cross-validation of top-down *vs.* bottom-up precipitation products in Burkina Faso. Geocarto International 39, 2391956. https://doi.org/10.1080/10106049.2024.2391956

Yonaba, R., Biaou, A.C., Koïta, M., Fowé, T., Lawani, M., Zouré, C.O., Queloz, P., Karambiri, H., Yacouba, H., 2020. A dynamic land use/land cover input helps in picturing the Sahelian

paradox: assessing variability and attribution of changes in surface runoff in a Sahelian watershed 51. https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143792

Yonaba, R., Fowé, T., Ngonga, G., Belemtougri, A., Kiema, A., Tangam, I.S., Karambiri, H., 2025. Hydrological evaluation of top-down and bottom-up rainfall products in West Africa: Model performance, parameter range and uncertainty propagation. Journal of Hydrology: Regional Studies 62, 102957. https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2025.102957

Yonaba, R., Tazen, F., Cissé, M., Mounirou, L.A., Belemtougri, A., Ouedraogo, V.A., Koïta, M., Niang, D., Karambiri, H., Yacouba, H., 2023. Trends, sensitivity and estimation of daily reference evapotranspiration ET0 using limited climate data: regional focus on Burkina Faso in the West African Sahel. Theor Appl Climatol 153, 947–974. https://doi.org/10.1007/s00704-023-04507-z