

Faculté des bioingénieurs

Impact du changement climatique sur le bilan hydrologique du lac Tanganyika

Auteur	Arnaud Dessy
Promoteurs	Marnik Vanclooster (SST/ELI/) Alice Alonso
Lecteurs	Mathieu Javaux (SST/ELI/) Anita Saraswati
Année Académique	2023 - 2024

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme de
Bioingénieur en Sciences et technologies de l'environnement

Remerciements

Je tiens à remercier le laboratoire de recherche du Pr. Marnik Vanclooster pour toutes ces réunions passées ensemble et ces échanges enrichissants autour de ma question de recherche, avec une attention particulière au Pr. Marnik Vanclooster, Dr. Alice Alonso et à François Toussaint pour le suivi attentif que vous m’avez accordé.

Je tiens également à remercier les lecteurs et lectrices de ce mémoire, Pr. Mathieu Javaux et Dr. Anita Saraswati pour leur expertise et leur intérêt pour mon travail.

De plus, je tiens à remercier ma famille et mes amis qui m’ont soutenu tout au long du processus de réalisation de ce travail.

Enfin, merci à toi.

Table des matières

1	Introduction et objectif	1
2	Etat de l’art	3
2.1	Données de surveillance terrestre et de réanalyse utiles pour caractériser les stocks et flux d’eau	3
2.1.1	Précipitations	3
2.1.1.1	Principes théoriques	3
2.1.1.2	Bases de données disponibles	4
2.1.2	Évaporation	6
2.1.2.1	Principes théoriques	6
2.1.2.2	Bases de données disponibles	6
2.1.3	Débit des rivières	8
2.1.3.1	Principes théoriques	8
2.1.3.2	Bases de données disponibles	9
2.1.4	Stock d’eau	11
2.1.4.1	Approche basée sur GRACE	11
2.1.4.2	Approches basées sur la relation entre la hauteur et la surface d’eau .	12
2.1.5	Hauteur d’eau	12
2.1.5.1	Principes théoriques	12
2.1.5.2	Bases de données disponibles	15
2.1.6	Etendue des plans d’eau	16
2.1.6.1	Satellites optiques et infrarouges	17
2.1.6.2	Satellites à synthèse d’ouverture (SAR)	18
2.1.6.3	Satellites avec capteurs à micro-ondes passives	18
2.2	Bilan hydrologique du lac Tanganyika	19
2.2.1	Histoire	19
2.2.2	Bathymétrie	19
2.2.3	Stock d’eau	19
2.2.4	Contribution des différentes variables dans le bilan hydrologique	21
3	Matériel et méthode	25
3.1	Données observées	27
3.1.1	Hauteur d’eau	27
3.1.1.1	Sources des données	27
3.1.1.2	Ré-échantillonnage temporel	28
3.1.2	Surface d’eau	30
3.1.3	Précipitation	32
3.1.4	Evaporation	32
3.1.5	Débits des rivières	33
3.2	Analyse des données observées	34

3.2.1	Statistiques descriptives et test de tendance	34
3.2.2	Relation entre les précipitations et les débits en entrée et entre la hauteur d'eau et le débit en sortie	35
3.3	Bilan hydrologique	35
3.3.1	Équation du bilan hydrologique	35
3.3.2	Calcul d'incertitudes	36
3.3.3	Comparaison et sélection des données pertinentes pour le lac	37
3.3.4	Évaluation des modèles hydrologiques considérant les données utilisées	38
3.3.5	Contribution des différents flux	39
3.4	Effet du changement climatique	39
3.4.1	Données issues de modèles climatiques	39
3.4.2	Correction des biais	40
3.4.3	Bilan hydrologique futur	41
3.4.4	Analyse des données de projection climatique : statistiques descriptives et tendances	42
3.4.5	Évaluation de l'évolution future du niveau d'eau	42
4	Résultats	43
4.1	Analyse des données observées	43
4.1.1	Statistiques descriptives et tendance	43
4.1.1.1	Hauteur d'eau	43
4.1.1.2	Précipitation	44
4.1.1.3	Evaporation	46
4.1.1.4	Débits des rivières	48
4.1.2	Relation entre les précipitations et les débits en entrée et entre la hauteur d'eau et le débit en sortie	51
4.2	Bilan hydrologique	53
4.2.1	Comparaison et sélection des données pertinentes pour le lac	53
4.2.1.1	Hauteur d'eau	54
4.2.1.2	Variation mensuelle de la hauteur d'eau	54
4.2.1.3	Variation annuelle de la hauteur d'eau	55
4.2.1.4	Hauteurs d'eau élevées	56
4.2.2	Évaluation du bilan hydrologique	57
4.2.2.1	Hauteur d'eau	57
4.2.2.2	Variation mensuelle de la hauteur d'eau	58
4.2.2.3	Variation annuelle de la hauteur d'eau	59
4.2.2.4	Contribution des différents flux	61
4.3	Effet du changement climatique	62
4.3.1	Évaluation des différents modèles	62
4.3.2	Correction des biais	62
4.3.3	Analyse des données de projection climatique : statistiques descriptives et tendances	63

4.3.4	Évaluation de l'évolution future du niveau d'eau	66
4.3.4.1	Variation annuelle du niveau d'eau	66
4.3.4.2	Hauteur d'eau en mai (hauteur d'eau maximum)	67
5	Discussion	69
5.1	Limitations et perspectives d'améliorations	70
6	Conclusion	72
7	Bibliographie	74
8	Annexes	83

1 Introduction et objectif

Le lac Tanganyika, situé dans la région des Grands Lacs d'Afrique de l'Est, est le deuxième lac le plus profond et le deuxième plus ancien lac d'eau douce au monde. Avec une superficie de 32 900 km², il se classe également comme le deuxième plus grand lac d'Afrique en termes de superficie. Ce lac partage ses rives avec quatre pays : la Tanzanie, la République Démocratique du Congo, le Burundi et la Zambie, comme indiqué dans la figure 1. Le lac Tanganyika revêt une importance vitale dans la vie quotidienne des populations locales, en tant que source majeure de pêche et d'eau douce, ainsi qu'en soutenant diverses activités économiques. De plus, en tant que l'un des plus anciens lacs du monde, il abrite une biodiversité exceptionnelle et rare.



FIGURE 1 – Localisation géographique du lac Tanganyika avec ses principales rivières : Rusizi au nord, Malagarasi à l'est, Lufubu au sud, et Lukuga à l'ouest (Niyoyitungiye (2020)) [1]

Le lac Tanganyika est de plus en plus sujet à des phénomènes d'inondation, où les eaux débordent et affectent les terres environnantes. Les inondations récentes dans la région des Grands Lacs africains, notamment autour du lac Victoria en 2020, ont entraîné des perturbations économiques et humaines considérables. Selon GEOGLAM[2], environ 8 389 hectares de terres et 6 399 hectares de terres agricoles ont été inondés dans le comté de Kisumu, au Kenya, provoquant le déplacement de populations locales et des pannes d'électricité en Ouganda. Les précipitations torrentielles et la montée des eaux

du lac Tanganyika en 2021 ont touché environ 281 180 personnes dans la province de Tanganyika en République démocratique du Congo, selon l'UNICEF[3]. Au Burundi, plus de 50 000 personnes ont été affectées et plus de 20 000 déplacées dans les régions de Gatumba et Rukaramu, où les cultures vivrières ont été inondées, d'après l'Organisation internationale pour les migrations[4] et le Bureau de la coordination des affaires humanitaires[5].

Par conséquent, il est crucial de comprendre le bilan hydrologique du lac pour une gestion durable de ses ressources. Malheureusement, les données in situ sont souvent limitées dans ces régions. C'est pourquoi la télédétection peut jouer un rôle essentiel en fournissant une solution précieuse pour collecter des données sur le lac Tanganyika avec une couverture temporelle et spatiale fine.

Dans ce contexte, l'objectif global de cette étude est d'identifier les flux majeurs contrôlant les variations du stock d'eau du lac Tanganyika sur une base mensuelle et annuelle en utilisant la télédétection par satellite afin de prédire l'évolution future du niveau d'eau du lac. Pour atteindre cet objectif, plusieurs objectifs spécifiques sont définis :

1. Identifier les données géospatiales pertinentes pour quantifier les variations des stocks d'eau et les flux impliqués dans le bilan hydrologique du lac Tanganyika.
2. Identifier les flux principaux qui contrôlent la variation du niveau d'eau du lac Tanganyika.
3. Évaluer l'impact du changement climatique sur le niveau d'eau du lac, en portant une attention particulière aux niveaux élevés du lac Tanganyika.

Le deuxième objectif implique l'identification des jeux de données les plus performants pour reproduire les variations du niveau d'eau du lac. Ces données seront ensuite utilisées dans le cadre du troisième objectif pour évaluer l'impact potentiel du changement climatique sur les variations du niveau d'eau du lac Tanganyika.

2 Etat de l’art

2.1 Données de surveillance terrestre et de réanalyse utiles pour caractériser les stocks et flux d’eau

Cette section présente les principes théoriques essentiels à l’acquisition de données et les bases de données nécessaires pour modéliser le bilan hydrologique d’un grand lac en Afrique centrale, en se concentrant exclusivement sur la zone du lac. Pour cette étude, quatre flux principaux sont pris en compte : les précipitations, l’évaporation, les débits des rivières affluentes et le débit de l’exutoire du lac Tanganyika. Ces flux ont été choisis car ils représentent les éléments dominants du bilan hydrologique des grands lacs de cette région. En conséquence, le stock d’eau dans le sol, l’infiltration et l’évapotranspiration ne sont pas inclus dans cette analyse.

En outre, le niveau d’eau du lac et la variation de l’étendue des plans d’eau sont également examinés dans cette section pour comprendre les variations du stock d’eau du lac.

2.1.1 Précipitations

2.1.1.1 *Principes théoriques*

Les données relatives aux précipitations peuvent être obtenues à partir de plusieurs sources, notamment les observations au sol, la télédétection par satellite et les réanalyses climatiques. Ces sources peuvent également être combinées pour améliorer la complétude et la précision des estimations des précipitations. Une réanalyse climatique est une technique utilisée en climatologie pour produire des estimations cohérentes de nombreux paramètres climatiques sur une maille régulière couvrant l’ensemble de la planète et s’étendant sur une longue période, pouvant remonter à plusieurs décennies voire plus. Elle consiste en une représentation numérique du climat récent, générée en combinant des observations météorologiques provenant de stations au sol et de satellites avec un modèle de prévision. Les données ainsi obtenues incluent des estimations de paramètres atmosphériques tels que la température de l’air, la pression et le vent à différentes altitudes, ainsi que des paramètres de surface tels que les précipitations, l’humidité du sol, la hauteur des vagues océaniques et la température de la surface de la mer. En ce qui concerne la télédétection, divers capteurs tels que les micro-ondes passifs (MP), les micro-ondes actifs (MA) et les capteurs infrarouges (IR), sont utilisés pour mesurer les précipitations.

La télédétection passive, utilisée avec des capteurs micro-ondes et infrarouges, se contente de mesurer le rayonnement naturel émis ou réfléchi par la surface terrestre et l’atmosphère. Les micro-ondes, grâce à leurs longueurs d’onde d’environ 1 cm, peuvent pénétrer les nuages et détecter les précipitations internes. Les capteurs à micro-ondes se basent sur la différence de polarisation entre le rayonnement émis par la surface terrestre, qui est fortement polarisé, et celui des gouttes de pluie, qui est non polarisé. En mesurant les radiations polarisées verticalement et horizontalement, il devient possible de distinguer les précipitations de la surface terrestre. Ces capteurs sont généralement placés en orbite basse terrestre (350-850 km) pour améliorer la résolution spatiale des mesures.

Les capteurs infrarouges, quant à eux, mesurent la température des nuages en détectant les radiations thermiques émises par eux. Étant donné que les infrarouges ont des longueurs d'onde environ 1000 fois plus courtes que les micro-ondes, ils détectent principalement le rayonnement émis par la surface supérieure des nuages. Cette caractéristique permet d'identifier les nuages élevés et froids, souvent associés à des systèmes de précipitations intenses. Placés en orbite géostationnaire à 36 000 km, les capteurs infrarouges offrent une couverture continue et à grande échelle. Les images infrarouges permettent ainsi d'estimer la probabilité et l'intensité des précipitations à partir des températures mesurées.

La télédétection active, en revanche, implique l'émission d'une impulsion de rayonnement électromagnétique et la mesure de la réflexion de ce signal par les précipitations. Les radars, par exemple, émettent des impulsions d'ondes radio qui sont réfléchies par les gouttes de pluie et les cristaux de glace. La quantité et la caractéristique du signal réfléchi, ou écho, permettent de déterminer l'intensité et la localisation des précipitations. De plus, l'effet Doppler, qui mesure le décalage de fréquence des ondes réfléchies, permet de déterminer la vitesse des gouttes de pluie, fournissant ainsi des informations sur la dynamique des précipitations. Les radars envoient des impulsions régulières et mesurent les échos de retour, créant ainsi des images tridimensionnelles des champs de précipitations avec une haute résolution spatiale.

L'échantillonnage spatial et temporel des MP peut parfois être insuffisant pour les événements localisés. De plus, ni les MP ni les IR ne capturent de manière adéquate les précipitations orographiques chaudes sur des terrains complexes. Par conséquent, une combinaison de capteurs passifs et actifs est souvent utilisée pour une estimation plus précise des précipitations.

2.1.1.2 Bases de données disponibles

La table 1 répertorie une sélection de produits de précipitations couramment utilisés dans les études hydrologiques en Afrique, présentant les principales caractéristiques de ces produits.

TABLE 1 – Caractéristiques des produits de précipitation les plus couramment utilisés pour le continent africain, avec les résolutions spatiales et temporelles, recouvrement spatial ainsi que les périodes de couverture temporelle spécifiées. J représente un jour, M un mois, h une heure

Produit	Couverture spatiale	Résolution spatiale	Couverture temporelle	Résolution temporelle	Type de produits	Producteur	Type de données
CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) [6]	88.75°N - 88.75°S	2.5°x2.5°	1979 – 2023	5 j, 1M	Combinaison de produits de télédétection et stations	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
Global Precipitation Climatology Project (GPCP) [7]	88.75°N - 88.75°S	2.5°x2.5°	1979 - 2023	1M	Combinaison de produits de télédétection et stations	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data (CHIRPS) [8]	50°S-50°N	0.05°x0.05°	1981 - present	1j, 1M	Combinaison de produits de télédétection et stations	Climate Hazards Center University of California, Santa Barbara	Infrarouge et stations au sol
Tropical Applications of Meteorology using SATellite data and ground-based observations (TAMSAT) [9]	Continent Africain	0.0375°x 0.0375°	1983 - present	1j, 5j, 10j, 1M, 3M	Télédétection et corrigé par des stations	University of Reading	Infrarouge et stations au sol
Integrated Multi-satellitE Retrievals for GPM (IMERG) [10]	50°S - 50°N	0.1°x0.1°	2000 - 2021	0.5h, 1J, 1M	Télédétection et corrigé par des stations	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
ECMWF ReAnalysis 5 (ERA5) [11]	Global	0.25°x0.25°	1940 - present	1h, 1M	Réanalyse	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF)	Infrarouge, micro-ondes, stations au sol et réanalyse antérieure
Japanese 55-year Reanalysis (JRA-55-) [12]	Global	1.25°x1.25°	1958 - present	3h	Réanalyse	Japan Meteorological Agency (JMA)	Infrarouge, micro-ondes, stations au sol et réanalyse antérieure
Climate Prediction Center Morphing Technique - Climate Data Record (CMORPH-CDR) [13]	60°S - 60°N	0.25°x0.25°	1998 - present	1j	Télédétection	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)	Infrarouge et micro-ondes
Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks-Climate Data Record (PERSIANN-CDR) [14]	60°S - 60°N	0.25°x0.25°	1982 - present	1j	Combinaison de produits de télédétection et stations	Center for Hydrometeorology and Remote Sensing at the University of California, Irvine (UC-IRVINE/CHRS)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
Tropical Rainfall Measuring Mission 3B43 (TRMM 3B43) [15]	50°S - 50°N	0.25°x0.25°	1998 - 2019	1M	Télédétection et corrigé par des stations	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
ERA5-Land [16]	Global	0.1°x0.1°	1950 - present	1h, 1M	Réanalyse	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF)	Infrarouge, micro-ondes, stations au sol et réanalyse antérieure
TerraClimate [17]	Global	1/24°x1/24°	1958 - present	1M	Combinaisons de stations météorologiques et réanalyse	University of Idaho	Stations au sol et réanalyse
GSMaP [18]	60°N - 60°S	0.1°x0.1°	2000 - present	1h, 1j	Télédétection et corrigé par des stations	Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA)	Infrarouge, micro-ondes et stations au sol
GLDAS-2.0 [19]	Global	0.125°x 0.125°	1948 - 2014	3h	Combinaison de produits de télédétection, réanalyse et stations	National Aeronautics and Space Administration (NASA)	Infrarouge, micro-ondes, stations au sol et réanalyse
Multi-Source Weighted-Ensemble Precipitation (MSWEP) [20]	Global	0.1°x 0.1°	1979 - present	3h	Combinaison de produits de télédétection, réanalyse et stations	Beck et al. (2019) [21]	Infrarouge, stations au sol et réanalyse

2.1.2 Évaporation

Plusieurs sources proposent des données d'évapotranspiration. Cependant, l'évapotranspiration est un processus biophysique impliquant le transfert d'eau vers l'atmosphère par l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Dans cette étude, l'accent est mis exclusivement sur la superficie du lac, excluant le bassin versant, ce qui justifie la considération de l'évaporation seule. Le tableau 2 présente donc uniquement des bases de données sur l'évaporation couvrant le continent africain.

2.1.2.1 *Principes théoriques*

Ces bases de données reposent sur une méthodologie commune. Elles nécessitent des données sur le rayonnement net, la vitesse du vent, la température de l'air et l'humidité relative. Ces variables sont ensuite intégrées dans divers algorithmes, principalement basés sur les équations de Penman-Monteith [22] ou de Priestley-Taylor [23], pour estimer l'évaporation de surface des plans d'eau.

La température de surface est mesurée à l'aide de capteurs thermiques infrarouges. Ces capteurs détectent le rayonnement émis par la surface terrestre et le convertissent en température de brillance en utilisant la loi de Planck.

Des capteurs radiométriques sont capables de mesurer l'énergie radiante provenant du soleil à travers différentes bandes spectrales pour en déduire le flux total de radiation solaire descendante. Ces capteurs sont sensibles aux longueurs d'onde du rayonnement solaire dans le spectre visible et infrarouge proche. Ils mesurent l'intensité du rayonnement solaire atteignant la surface terrestre, incluant à la fois la lumière directe du soleil et la lumière diffuse dispersée par l'atmosphère. Le flux radiatif, ou irradiance, est quantifié en watts par mètre carré (W/m^2), représentant la quantité d'énergie solaire reçue par unité de surface à la surface de la Terre. Les capteurs radiométriques intègrent les mesures sur le spectre solaire pertinent pour obtenir le flux total de radiation solaire descendante.

L'estimation de l'humidité relative repose sur l'analyse des interactions entre la vapeur d'eau dans l'atmosphère et de signaux détectés par des capteurs. Les capteurs infrarouges et micro-ondes sont couramment utilisés à cette fin. Les capteurs infrarouges mesurent le rayonnement thermique émis par la vapeur d'eau, tandis que les capteurs micro-ondes détectent l'émission naturelle de micro-ondes, modifiée par la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. En combinant ces données avec les informations sur la température de l'air, il est possible d'estimer l'humidité relative à différentes altitudes.

La vitesse du vent est généralement mesurée par micro-ondes actives. Les mesures radar de la vitesse du vent reposent sur le principe selon lequel l'intensité des signaux radar rétrodiffusés est directement liée à la rugosité de la surface de l'eau induite par le vent. Cette relation permet aux satellites équipés d'instruments radar d'estimer la vitesse du vent en analysant l'intensité et les caractéristiques de ces retours radar.

2.1.2.2 *Bases de données disponibles*

TABLE 2 – Caractéristiques des produits d’évaporation pour le continent africain, avec les résolutions spatiales et temporelles, recouvrement spatial ainsi que les périodes de couverture temporelle spécifiées. J représente un jour, M un mois, h une heure

Produit	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Recouvrement spatial	Recouvrement temporel	Producteur	Type de données requises	Méthodologie
Global Land Evaporation Amsterdam Model (GLEAM v3.7a) [24]	0.25°	1J	Global	1980-2022	Vrije Universiteit Amsterdam	Rayonnement et température de l’air (réanalyse), une combinaison de mesures basées sur des stations au sol, Précipitation (réanalyse et télédétection), profondeur optique de la végétation par satellite	Repose sur l’équation de Priestley-Taylor
GLEAM v3.7b [24]	0.25°	1J	Global	2003-2022	Vrije Universiteit Amsterdam	Données issues de la télédétection	Repose sur l’équation de Priestley-Taylor
Global lake evaporation volume (GLEV) [25]	Point par lac	1M	1,42 millions de lacs dans le monde	1985-2018	Gang Zhao et al. (2022)	TerraClimate, ERA5, GLDAS et polygone du lac : HydroLAKES [26]	Repose sur l’adaptation de l’équation de Penman-Monteith prenant en compte le stockage de chaleur dans le lac
Penman-Monteith-Leuning Evapotranspiration V2 (PML_V2) [27]	500 m	8J	60°S - 90°N	2000-2020	Zhang et al. (2019)	MODIS (indice de surface foliaire, albédo et émissivité) et GLDAS (Tmax, Tmin, Tavg, Pa, U, Q, Prcp, Rln, Rs)	Repose sur l’adaptation de l’équation de Penman-Monteith
Water Productivity Open Access Portal (WaPOR) [28]	0.00223° x 0.00223°	10J	Afrique et Proche-Orient	2009-présent	Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO)	Données issues de la télédétection	Modèle ETLook [29] reposant sur l’équation de Penman-Monteith
ERA5-Land [16]	0.125° x 0.125°	1h, 1M	Global	1950-présent	Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF)	ERA5	Repose sur un modèle de surface terrestre : Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land incorporant l’hydrologie de surface terrestre (H-TESSSEL), basé sur le Système de Prévision Intégré (IFS) Cy41r2 [16]

2.1.3 Débit des rivières

2.1.3.1 *Principes théoriques*

En télédétection, les méthodologies doivent convertir les observations en débit, car il est impossible de mesurer simultanément et instantanément la profondeur, l'aire de la section transversale et la vitesse moyenne d'une rivière depuis l'espace. Une méthode courante est l'altimétrie radar, qui mesure les niveaux de surface de l'eau par rapport à un datum commun [30][31]. Cette technique offre une précision acceptable pour les niveaux de surface de l'eau [32] et est particulièrement utile lorsque les variations de débit sont sensibles aux variations de profondeur. Cependant, sa résolution spatiale est limitée par les points spécifiques des survols, ce qui peut ne pas correspondre aux points d'intérêt de l'utilisateur. De plus, les signaux d'altimétrie souvent utilisés dans les courbes de tarage, sont généralement applicables uniquement aux grandes rivières, car la plupart des altimètres sont conçus pour les océans, rendant difficile leur utilisation pour les rivières plus petites. Une autre approche est de mesurer la largeur de la rivière, corrélée directement au débit.

L'idée que les observations de télédétection corrélaient avec le débit est puissante, permettant de dépasser la simple mesure du niveau ou de la largeur de la rivière. Le travail de Brakenridge et al. (2007) [33] illustre ce concept, montrant que les observations satellitaires à micro-ondes passives des rivières par rapport à une zone terrestre proche et "sèche" sont fortement corrélées au débit. Les rivières s'élargissent avec l'augmentation du débit, mais il n'est pas nécessaire de quantifier précisément ce changement de largeur. Un pixel "humide" reflète des variations de débit, même sans suivre directement les changements de largeur, tandis qu'un pixel "sec" à proximité reste insensible à ces changements. L'utilisation d'un ratio entre les pixels humides et secs offre une meilleure réponse aux forçages hydrologiques que le suivi des seuls changements non calibrés de la zone "humide". Cette approche présente également l'avantage de la résolution spatiale : des zones au sol plus grossières peuvent être considérées plutôt que des mesures précises de la largeur de la rivière, ce qui permet de surmonter les erreurs de débit provenant des erreurs de mesure de la largeur. Les résultats ont montré pour la rivière Niger au Mali un coefficient de détermination (R^2) de 0,91 entre les débits mensuels mesurés à la station et la valeur mensuelle moyenne du ratio de Brakenridge [33].

Une autre approche, est la calibration hydraulique des canaux par télédétection, reconnue dès les années 1970, lorsque Lynzenga (1978)[34] a calibré la réflectance du fond d'une colonne d'eau avec des mesures sur le terrain pour obtenir une estimation de la profondeur par télédétection. Le principe de la télédétection de la profondeur repose sur l'atténuation de la lumière dans une colonne d'eau (loi de Beer). Lee et al. (1998, 1999)[35][36] ont décrit ce processus pour des eaux verticalement homogènes et optiquement peu profondes (c'est-à-dire des colonnes d'eau où la lumière est capable de se réfléchir depuis le fond du canal et de revenir à travers la surface de l'eau). Ils ont séparé le rayonnement ascendant observé en trois parties : la réflectance du fond, la réflectance de la surface et le rayonnement de la colonne d'air, tout en contrôlant l'atténuation de la colonne d'eau. Lee et al. (1998, 1999) ont noté que de légères variations de la turbidité affectaient la performance de la récupération de la profondeur, nécessitant une paramétrisation du modèle selon les propriétés de l'eau en fonction de l'espace et du temps, rendant cette approche impraticable à l'échelle globale. Des

travaux contemporains ont poursuivi dans ce sens (par exemple, Gould et al., 1999)[37], jusqu'à ce que Fonstad et Marcus (2005 ;2008)[38][39] soient parmi les premiers à appliquer cette approche aux rivières. Carl Legleiter a développé cette approche avec une méthode calibrée appelée analyse du ratio de bande optique (OBRA), publiée pour la première fois en 2009 [40]. Cette approche repose sur les mêmes principes de réflexion et d'atténuation que les travaux précédents et nécessite une calibration ou une hypothèse des propriétés optiques pour déterminer la profondeur de la rivière. La méthode OBRA a démontré son efficacité dans divers contextes, avec des résultats indiquant des relations avec des coefficients de détermination (R^2) variant de 0,878 à 0,961 pour des rivières aux États-Unis (Legleiter, 2015[41] ; Legleiter et al., 2017 [42] ; Smith et al., 2015[43]).

Si les techniques d'atténuation optique calibrées et autres approches peuvent être utilisées pour fournir des estimations de profondeur, seule la vitesse du canal est alors nécessaire pour estimer le débit. Néanmoins, la vitesse de surface n'est pas identique à la vitesse moyenne en profondeur nécessaire pour estimer le débit, et des hypothèses réductrices supplémentaires sont nécessaires pour transformer l'une en l'autre. Des travaux plus récents se sont concentrés sur deux techniques de base : la vélocimétrie par image de particules (suivi des particules à la surface de l'eau à l'aide de techniques de traitement d'image) et l'utilisation des structures de turbulence. Legleiter et al. (2017)[42], par exemple, ont utilisé la technique OBRA pour la profondeur des rivières et des images thermiques pour suivre la vitesse de surface [44].

De plus, la mission GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) permet également de retrouver cette variable en réalisant un bilan hydrique simple à des échelles spatiales très grandes. En utilisant des estimations de précipitations, d'évapotranspiration et la variation de stockage d'eau mesurée directement par cette mission, on peut déduire le débit des cours d'eau. Alghaffi et al. (2023) ont montré des performances équivalentes avec un coefficient de détermination (R^2) égal à 0,7 en comparant les données issues de cette méthode aux mesures de débit de stations hydrométriques en Éthiopie [45]. Par ailleurs, la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) propose également des estimations du débit des rivières en mesurant l'élévation de la surface de l'eau, la pente et la largeur des rivières.

Enfin, l'utilisation conjointe de modèles hydrologiques et de données météorologiques issues de la télédétection permet aussi d'estimer le débit des rivières en simulant les processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant.

2.1.3.2 Bases de données disponibles

Le tableau 3 reprend des bases de données disponibles concernant le débit de rivières situées sur le continent africain.

TABLE 3 – Caractéristiques des produits de débits de rivières pour le continent africain, avec les résolutions spatiales et temporelles, recouvrement spatial ainsi que les périodes de couverture temporelle spécifiées. J représente un jour, M un mois, h une heure

Base de données	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Couverture spatiale	Couverture temporelle	Producteur	Type de données	Méthodologie
Global Reach-scale A priori Discharge Estimates for SWOT (GRADES) [46]	2,94 millions de vecteurs de rivières	1J	60°S-90°N	1980-présent	Yuan Yang et al. (2023)	MERIT-Bassins et Routing Application for Parallel computation of Discharge (RAPID) pour l'itinéraire fluvial MSWEP pour les précipitations ERA5 pour les variables météorologiques	Méthode basée sur le machine learning : Long short-term memory (LSTM) [47]
Global River Radar Altimetry Time Series (GRRATS) [48]	39 rivières	7J-31J	Global	2002-2016	Coss et al.(2020)	Envisat et Jason-2	Utilisation de l'altimétrie radar
Global Runoff Data Centre (GRDC) [49]	Plus de 10 000 stations	1J, 1M	Global	1806-présent (dépend de chaque station)	German Federal Institute of Hydrology (BfG)	Données in-situ	Archive
Hydrological Reanalysis for the Congo River Basin [50]	Bassin divisé en sous bassin	1J	Bassin du Congo	1983-2020	Wongchuig et al. (2023)	Forçage de données (CHIRPS et ERA5),stations in-situ, altimétrie radar (Hydroweb)	Basé sur un modèle hydrologique-hydrodynamique à grande échelle (MGB) qui intègre la dynamique de stockage des lacs et une technique d'assimilation de donnée utilisant le débit et le niveau d'eau in situ et les observations de télédétection à partir de l'altimétrie radar

2.1.4 Stock d'eau

Deux méthodes peuvent être utilisées afin d'estimer les variations de stock d'eau, la première via la gravimétrie (GRACE) et la deuxième en établissant la relation entre la surface et la hauteur d'eau d'un lac (Lu et al. (2013), Duan et al. (2013)).

2.1.4.1 *Approche basée sur GRACE*

La mission satellitaire Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) représente une avancée majeure dans la compréhension et la surveillance du stock d'eau totale sur Terre. Cette mission a été le fruit d'une collaboration entre la NASA des États-Unis et le Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt (DLR) de l'Allemagne. Opérationnelle de 2002 à 2017, GRACE a permis de mesurer les variations temporelles du stockage d'eau terrestre (TWS), englobant les différentes masses d'eau présentes dans la colonne de sol, comme la neige, les eaux de surface, l'humidité du sol et les eaux souterraines. GRACE fonctionne à l'aide de deux satellites en orbite polaire, travaillant en tandem pour surveiller en continu la Terre. Ces satellites, quasiment identiques, sont placés à une altitude de 500 km et espacés de 220 km dans un même plan orbital. Grâce à la géodésie, GRACE établit des cartes mondiales du champ de gravité terrestre au fil du temps. Le principe de fonctionnement repose sur la détection des variations de la force gravitationnelle terrestre induites par les changements de masse. Lorsqu'un des satellites rencontre une anomalie de gravité, telle qu'une accumulation ou une diminution de masse d'eau, son attraction varie, entraînant un changement dans la distance relative avec l'autre satellite. Cette variation de distance est mesurée avec une grande précision, permettant à GRACE de cartographier les changements de masse à la surface de la Terre. Ainsi, la mission a permis une compréhension approfondie des processus hydrologiques et climatiques en surveillant les variations du stock d'eau terrestre à l'échelle globale, contribuant ainsi à une meilleure gestion des ressources en eau et à la prévision des événements hydrologiques extrêmes. De plus, son successeur, GRACE Follow-On (GRACE-FO), lancé en mai 2018, poursuit cet héritage en améliorant la précision de la surveillance des variations du stock d'eau terrestre.

Dans la région de la vallée du Rift en Afrique de l'Est, les produits dérivés de la mission GRACE ont été intégrés dans des études scientifiques pour analyser les tendances du stockage d'eau et des niveaux des lacs. Les travaux de Swenson et Wahr (2009) ont utilisé des données gravimétriques et altimétriques par satellite pour caractériser les variations du stockage d'eau continentale et des niveaux des lacs au cours des années 2003 à 2008. Les résultats ont révélé des baisses significatives du stockage d'eau dans toute l'Afrique de l'Est, avec des réductions allant jusqu'à 60 mm par an du stockage total de l'eau [51].

Dans une étude menée sous la direction de Ahmed et al. (2014), les données de GRACE ont été exploitées pour examiner les tendances inter-annuelles du stockage d'eau terrestre en Afrique sur une période s'étalant de janvier 2003 à septembre 2012. Cette recherche a mis en lumière des variations significatives du stockage d'eau à travers le continent, résultant de l'interaction complexe entre des influences naturelles et anthropiques. Les résultats ont révélé une diversité de tendances, avec des augmentations allant jusqu'à 44 mm/an et des diminutions atteignant jusqu'à 15 mm/an du stock

d'eau terrestre. En particulier, l'étude a mis en évidence l'influence du réchauffement des océans Atlantique et Indien sur les précipitations et le stockage d'eau, ainsi que l'effet de la déforestation et de la construction de barrages sur les ressources en eau continentales [52].

2.1.4.2 *Approches basées sur la relation entre la hauteur et la surface d'eau*

Lu et al. (2013) et Duan et al. (2013)[53] ont montré qu'une relation peut être établie entre la surface et la hauteur d'eau afin de déterminer les variations de volume d'eau d'un lac.

Lu et al. (2013)[54] ont développé une méthodologie utilisant des images satellitaires multispectrales de télédétection pour cartographier annuellement la surface de l'eau d'un lac. Les limites de la surface de l'eau obtenues ont été combinées avec les niveaux d'eau observés sur le terrain afin de modéliser le terrain sous-marin. Le volume d'eau du lac a ensuite été calculé en utilisant un modèle de réseau irrégulier triangulé (TIN). Cette méthode a été appliquée au lac Baiyangdian dans le nord de la Chine, obtenant un coefficient de détermination R^2 de 0,98 entre le volume estimé et les mesures observées. Cette méthode a pu être établie grâce à la variabilité historique du lac, qui a connu de fortes saisons de sécheresse ainsi que des périodes humides sur 40 ans, fournissant une base de données complète reprenant tous les états du lac.

Les deux variables clés, hauteur d'eau et surface des plans d'eau, sont détaillées dans les sections suivantes.

2.1.5 Hauteur d'eau

2.1.5.1 *Principes théoriques*

L'altimétrie satellitaire mesure le temps mis par une impulsion radar pour voyager de l'antenne du satellite à la surface et revenir, fournissant ainsi une distance appelée la portée. La hauteur de la surface de l'eau d'un endroit spécifique est estimée grâce à la connaissance de l'emplacement précis du satellite obtenue grâce au système « Doppler d'Orbitographie et de Radiopositionnement Intégré par Satellite » (DORIS) lui-même sur le satellite. De plus, cette mesure de hauteur d'eau prend en compte l'impact du passage du signal à travers la troposphère et l'ionosphère, ainsi que des variations de la surface terrestre (marées). Le satellite effectue des mesures continues lors de son passage au-dessus du lac, permettant ainsi de collecter de multiples points de données le long de son trajet. La moyenne de ces mesures le long du transect de passage du satellite au-dessus du lac est utilisée pour estimer la hauteur d'eau moyenne.

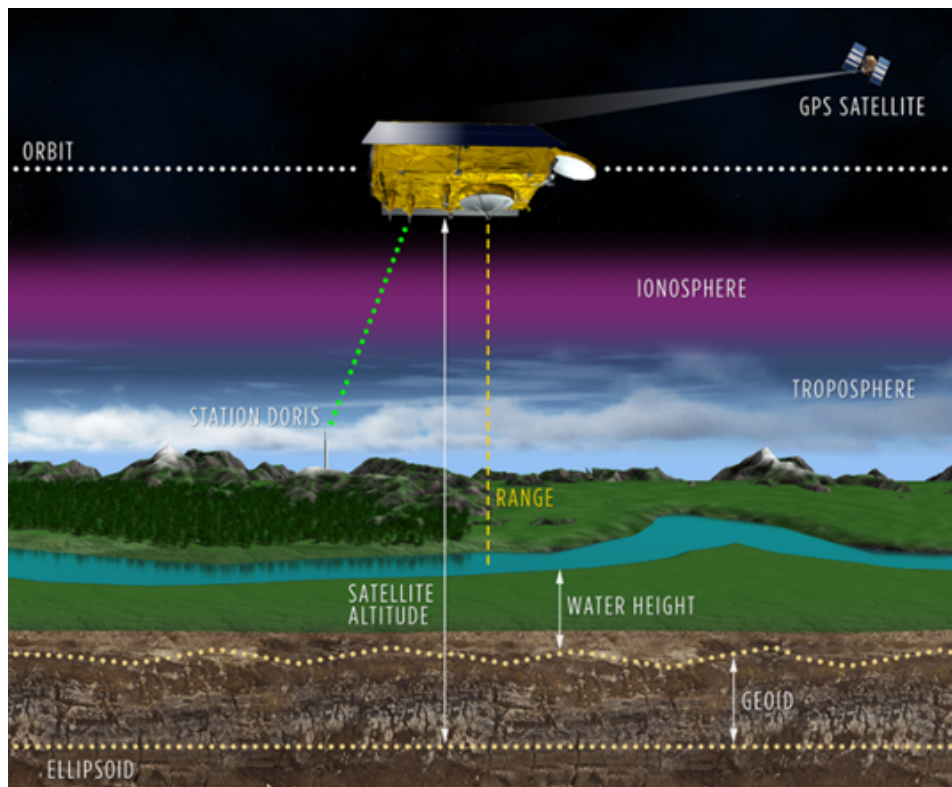


FIGURE 2 – Principe de l'altimétrie pour estimer le niveau de l'eau à partir des mesures altimétriques (Crédit CNES - Production Mira / Aviso).

Quatre approches distinctes sont employées en altimétrie satellitaire pour évaluer la hauteur des surfaces aquatiques : le mode conventionnel (LRM), le Radar à Synthèse d'Ouverture (SAR), l'interférométrie et la Détection et télémétrie par ondes lumineuses (Lidar).

Le mode conventionnel "Low Resolution Mode" (LRM) utilise des impulsions radar simples pour déterminer directement la distance entre le satellite et la surface de l'eau. Cela implique l'émission d'impulsions radar et la mesure du temps écoulé jusqu'à ce que les ondes réfléchies par la surface soient reçues. Malgré sa simplicité, ce mode présente une résolution spatiale limitée, ce qui restreint sa capacité à saisir des détails fins sur la surface étudiée et une précision généralement de l'ordre de 10 à 50 cm.

Le Radar à Synthèse d'Ouverture (SAR) exploite l'effet Doppler induit par le mouvement relatif entre le satellite et la surface observée. En émettant des impulsions radar à une fréquence notablement plus élevée que le mode LRM et en analysant les différences de fréquence des signaux réfléchis, le SAR permet d'améliorer considérablement la résolution spatiale le long de la trajectoire du satellite (300 m). Cette méthode offre une précision de 1 à 10 cm, en particulier pour la cartographie détaillée des caractéristiques de surface des masses d'eau.

L'interférométrie implique la comparaison des signaux radar reçus par deux antennes situées sur le même satellite ou sur des satellites distincts. En mesurant les différences de phase entre les signaux, il est possible de déduire des informations sur la topographie de la surface de l'eau avec une précision subcentimétrique.

Le Lidar, repose sur l'utilisation d'impulsions laser pour mesurer la distance entre le satellite et la surface de l'eau. Ce système émet des impulsions lumineuses vers la surface, puis mesure le temps nécessaire pour que ces impulsions soient réfléchies et retournent au capteur du satellite. La précision des systèmes LiDAR est de l'ordre de quelques centimètres.

Différentes bandes de fréquences sont utilisées à bord des différentes missions satellitaires altimétriques. Parmi celles-ci, la bande Ku (13.6 GHz) est la plus couramment utilisée en altimétrie satellitaire, offrant un bon compromis entre capacités techniques, bande passante et sensibilité aux perturbations atmosphériques et ionosphériques. Elle permet des mesures précises des hauteurs de surface grâce à une bonne résolution spatiale et temporelle.

La bande Ka (35.75 GHz) offre une meilleure résolution et une capacité accrue pour observer les glaces, les zones côtières et les terres émergées. Malgré une sensibilité accrue à l'atténuation due à l'eau ou à la vapeur d'eau, elle réduit l'empreinte au sol et minimise les interférences.

Un historique des missions altimétriques est repris dans le tableau 4, fournissant le mode dans lequel elles opèrent, la fréquence utilisée, la résolution temporelle et la période en action de la mission.

TABLE 4 – Historique des missions satellites d'altimétrie. Légende : National Aeronautics and Space Administration (NASA), Centre National d'Études Spatiales (CNES), Organisation Européenne pour l'Exploitation de Satellites Météorologiques (EUMETSAT), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), Agence Spatiale Européenne (ESA), Indian Space Research Organisation (ISRO), Agence Spatiale Canadienne (CSA)

Satellite	Approche	Agence	Fréquence	Période	Résolution Temporelle
T/P	LRM	NASA/CNES	Ku	1992 - 2005	10 jours
Jason-1	LRM	NASA/CNES	Ku	2002 - 2018	10 jours
Jason-2	LRM	NASA/CNES	Ku	2008 -	10 jours
Jason-3	LRM	NASA/ CNES/ EUMETSAT/ NOAA	Ku	2016 -	10 jours
Sentinel-6-MF	SAR	NASA/ CNES/ EUMETSAT/ NOAA	Ku	2020 -	10 jours
GFO	LRM	Naval Research Laboratory (NRL)	Ku	2002 - 2008	17 jours
ERS-1	LRM	ESA	Ku	1991 - 2000	35 jours
ERS-2	LRM	ESA	Ku	1995 - 2002	35 jours
Envisat	LRM	ESA	Ku	2002 - 2011	35 jours
SARAL/Altika	LRM	CNES/ISRO	Ka	2013 -	35 jours
Sentinel-3A	SAR	ESA	Ku	2016 -	27 jours
Sentinel-3B	SAR	ESA	Ku	2018 -	27 jours
CryoSat-2	LRM/SAR/Sarin	ESA	Ku	2010 -	369 jours
ICESat-1	Lidar	NASA	Laser	2003 - 2010	91 jours
ICESat-2	Lidar	NASA	Laser	2018 -	91 jours
GED	Lidar	NASA	Laser	2018 -	Variable
SWOT	LRM/KaRin	NASA/CNES/CSA/UK Space Agency	Ku/C/Ka	2022 -	21 jours

2.1.5.2 Bases de données disponibles

Sur la base de ces différentes missions, plusieurs jeux de données du niveau d'eau des lacs sont à la disposition du grand public et facilement accessibles, dont les plus récurrents sont repris dans le tableau 5.

TABLE 5 – Liste des principales bases de données fournissant des séries temporelles d'élévation des eaux de surface sur les masses d'eau intérieures à partir de l'altimétrie radar

Nom de la base de données	Producteur	Recouvrement spatial	Recouvrement temporel	Résolution spatiale	Résolution temporelle
Hydroweb (Rivers, lakes reservoirs)	IRD/LEGOS, CNES et Universidade do Estado de Amazonas [55][56] [57]	124 grands lacs et 11 336 points de mesures sur les fleuves de tous les continents	1992-présent	Point par lac, rivière et réservoir	Dépend des missions altimétriques
DAHITI (Rivers, lakes reservoirs)	German Geodetic Research Institute [58]	10 754 points de mesures tous les continents sauf en Antarctique	1992-présent	Point par lac, rivière et réservoir	Dépend des missions altimétriques
G-REALM (Lakes and reservoirs)	USDA NASA [59]	704 lacs et réservoirs mondialement	1992-présent	Point par lac et réservoir	Dépend des missions altimétriques
CCI Lakes	ESA [60]	Global	1992-2022	Point par lac	Dépend des missions altimétriques

Certaines recherches ont évalué la précision de l'altimétrie satellitaire dans le contexte des lacs et des rivières. Des études menées par Crétaux et al.(2016)[61], Ricko et al.(2012)[62] et Schwatke et al.(2015)[58] ont démontré qu'une précision meilleure que 10 cm est souvent atteinte pour les grands lacs, tandis qu'elle peut varier de quelques décimètres à un mètre pour les lacs très petits ou les tronçons de rivière. En effet, la précision de la mesure de la hauteur d'eau par altimétrie est fonction de la taille du lac principalement en raison de la résolution spatiale des techniques utilisées et des effets de bord. Les petites surfaces d'eau nécessitent des méthodes à haute résolution pour isoler correctement la surface de l'eau des influences environnantes et pour réduire les erreurs dues aux variations locales de la surface. C'est pourquoi les techniques comme le Lidar et le SAR, qui offrent une résolution spatiale plus fine, sont plus précises pour les petits lacs par rapport aux techniques à plus basse résolution comme le LRM. Cependant, Boy et al.[63] ont élaboré une méthode de traitement des données altimétriques, connue sous le nom de "traitement physique des lacs", qui permet d'atteindre une précision centimétrique même pour les lacs très petits. Bien que cette méthode soit chronophage et ne soit pas facilement applicable à un large éventail d'applications en raison de son coût en temps, elle met en évidence le potentiel de l'altimétrie pour l'étude approfondie de plans d'eau de petite taille, tels que ceux de quelques hectares.

Enfin, la mission Surface Water Ocean Topography (SWOT) [64], lancée le 16 décembre 2022, représente un tournant majeur dans l'observation spatiale des surfaces d'eau. SWOT est équipé

d'un altimètre radar à synthèse d'ouverture interféromètre opérant en bande Ka (KaRIN), équipé de deux antennes radar positionnées aux extrémités d'un mât de 10 mètres, permettant des relevés altimétriques sur une étendue de 120 km, répartis en deux bandes de 60 kilomètres chacune, séparées par un intervalle de 20 kilomètres. En orbite géocentrique à 891 km, avec une grande fauchée, le satellite offre des mesures chevauchantes sur la majeure partie du globe, avec une période de revisite de 21 jours (Figure 3).

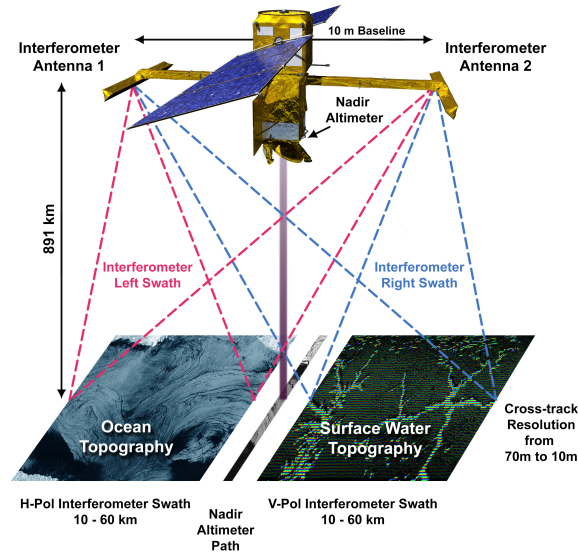


FIGURE 3 – Diagramme de collecte de données SWOT [64]

L'instrument KaRIN peut détecter des fleuves de plus de 100 m de large, potentiellement jusqu'à 50 m, ainsi que les étendues d'eau de plus de 250 m par 250 m avec une précision décimétrique. De plus, il peut quantifier les pentes avec une précision d'environ 1,7 cm/km. Dans le cas des océans, SWOT réalise des mesures sur des pixels de quatre kilomètres carrés avec une précision moyenne de 1,4 centimètre de hauteur.

2.1.6 Etendue des plans d'eau

La détermination des étendues d'eaux, peut se faire sous plusieurs techniques employant une large gamme du spectre électromagnétique. Parmi celles-ci se retrouvent l'utilisation dans le domaine optique et infrarouge, SAR et des capteurs à micro-ondes passives. Chacune de ces techniques contient des avantages mais est aussi accompagné d'inconvénients. En effet, bien souvent un compromis doit être fait entre ces différentes techniques. Par exemple, le domaine optique et infrarouge ont de bonnes résolutions spatiales et temporelles mais souffre de la présence de nuages et de végétation, d'autant plus dans les régions tropicales du globe. Pour ce qui est de la méthode SAR, celle-ci possède une résolution plutôt fine (10 – 100 m) mais a généralement un temps de revisite très long. Enfin, les capteurs à micro-ondes passives ont généralement un temps de revisite assez fréquents mais une résolution spatiale limitante de l'ordre de 10 à 50 km.

2.1.6.1 *Satellites optiques et infrarouges*

Les capteurs dans le domaine optique et infrarouge, à bord de plusieurs satellite tels que Landsat, Advanced Very High-Resolution Radiometer (AVHRR) , Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) ou encore Sentinel 2 sont les plus pertinents. Malgré leurs limitations évoquées plus haut concernant les nuages et la végétation, de nombreuses recherches ont démontrés de bons résultats concernant notamment des régions semi-arides. Le jeu de données intitulé Global Surface Water (GSW) est actuellement une référence vis-à-vis des étendues d’eaux ouvertes et provient du Joint Research Center for Global Surface Water (Pekel et al. 2016) [65]. En effet, ce jeu de données utilise les produits Landsat à une résolution de 30 m sur une période de 30 ans. Néanmoins, des algorithmes sont tout de même nécessaire pour prendre en compte les nuages et la végétation.

La plupart des techniques utilisées repose sur l’analyse du contraste (optique ou radar) de la réflectance de la surface de l’eau par rapport aux zones adjacentes. Pour ce faire, plusieurs indices ont été définis, calculés à partir d’une combinaison de réflectances mesurées dans différentes bandes spectrales. La détection de l’eau est ensuite effectuée selon différentes approches, généralement définies en classes supervisées et non supervisées. Dans le premier cas, des zones de référence dans l’image sont prédéfinies, puis chaque pixel est analysé selon un certain nombre de critères construits via un apprentissage de l’algorithme de classification sur les zones de référence. Dans le cas des méthodes non supervisées, l’algorithme cherche à regrouper les pixels par classe en optimisant une valeur de seuil sur un indice spécifique, par exemple le *NDWI* (indice de différence normalisée de l’eau) (Eq.1) proposé par McFEETERS [66].

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \quad (1)$$

avec *Green* la bande de fréquence dans le vert, *NIR* dans le proche infrarouge.

Des améliorations ont démontré que l’utilisation de l’indice *MNDWI* (indice de différence d’eau normalisé modifié [67]) (Eq. 2) est finalement plus robuste pour des configurations différentes de masses d’eaux. [68].

$$MNDWI = \frac{Green - MIR}{Green + MIR} \quad (2)$$

avec *MIR* la bande de fréquence dans le moyen infrarouge.

Otsu (2024) propose une méthode non supervisée qui permet de déterminer la valeur seuil pour séparer visuellement les zones d’eau des zones émergées à partir d’un ensemble d’images [69]. Cette méthode consiste à minimiser les variances dans une classe et maximiser la covariance entre deux classes prédéfinies. Ainsi, chaque pixel au-dessus de ce seuil est considéré comme couvert par de l’eau, permettant de calculer la surface d’un lac à partir du nombre de pixels dans une zone identifiée. L’algorithme de Canny Otsu, [70], couramment utilisé pour la détection des contours dans les images, se concentre sur les régions à interfaces bien définies comme entre l’eau et la terre. Cette approche réduit le traitement des données et met l’accent sur la discrimination de l’eau, notamment lorsque celle-ci est peu présente dans la scène. Par ailleurs, d’autres méthodes d’intelligence artificielle basées sur des approches supervisées sont également disponibles.

2.1.6.2 *Satellites à synthèse d'ouverture (SAR)*

Les capteurs à radars actifs sont une alternative aux capteurs optiques vis-à-vis de la couverture nuageuse et végétale. Ils mesurent le coefficient de rétrodiffusion de la surface observée sous un angle d'incidence (hors-nadir). Cette méthode repose sur la détection d'un fort contraste entre l'eau et la terre sèche, offrant généralement une bonne délimitation des étendues d'eau en raison d'un faible coefficient de rétrodiffusion [71][72]. De plus, travailler à des fréquences plus basses (X-band 8–12 GHz, C-band 4–8 GHz and L-band 1–2 GHz) plutôt qu'avec une bande Ku (12–18 GHz) permet de pénétrer plus facilement les nuages et la végétation. Par exemple, Copernicus Sentinel-1 SAR opère à une fréquence de 5,405 GHz avec un temps de revisite de 6 à 12 jours permettant actuellement de belles opportunités quant à la variation spatio-temporelle d'étendue d'eau à résolution fine [73].

2.1.6.3 *Satellites avec capteurs à micro-ondes passives*

Finalement, les observations passives par micro-ondes ont depuis longtemps démontré leur utilité pour l'observation des eaux de surface et des inondations [74][75][76][77]. Parrens et al.(2019) et Fatras et al.(2021) ont utilisé le satellite SMOS, fonctionnant en bande L et dédié à la mesure de l'humidité du sol sur terre, pour caractériser les zones inondées dans les bassins amazoniens[78] et congolais [79]. L'émissivité se révèle très réceptive à la présence d'eau en surface et aux zones inondées, se traduisant par une diminution de l'émissivité dans les deux polarisations linéaires (horizontale et verticale) et une augmentation pour la différence de polarisation, notamment aux basses fréquences, attribuable aux diverses propriétés diélectriques entre l'eau, le sol et la végétation. Toutefois, le signal micro-ondes passif peut être affecté par plusieurs facteurs tels que l'atmosphère, les nuages et la pluie. De plus, il peut être altéré par l'absorption et la diffusion par la végétation, tout en étant influencé par la température de surface [80]. Enfin, en raison de leur faible résolution spatiale, les observations micro-ondes disponibles (avec des empreintes au sol de l'ordre de 25 à 50 km) dans les régions présentant des scènes mixtes, où l'eau de surface coexiste avec d'autres surfaces complexes, fournissent des signaux ambigus. Par conséquent, aucun indicateur basé uniquement sur les informations micro-ondes n'est capable d'identifier et de quantifier de manière concluante la présence d'eau de surface dans ces scènes mixtes. Il est donc essentiel d'utiliser une combinaison de plusieurs satellites pour obtenir de bons résultats. Parmi ceux-ci, on peut retenir SWAMPS (Surface Water Microwave Product Series [81], GIEMS (Global Inundation Extent from Multi-Satellite). Des estimations de l'étendue des eaux de surface à partir de SMOS, SWAMPS ou GIEMS montrent une distribution spatiale globalement similaire dans le bassin du Congo. Enfin, leur comparaison avec d'autres produits, comme l'European Space Agency-Climate Change Initiative (ESA-CCI) concernant les masses d'eau, démontre également une bonne cohérence entre les estimations [82].

2.2 Bilan hydrologique du lac Tanganyika

2.2.1 Histoire

Le lac Tanganyika (Figure 1), formé sur une période de millions d'années dans la vallée du Grand Rift, était initialement endoréique en raison de son fort taux d'évaporation [83]. Environ 12 000 ans auparavant, des changements climatiques et géologiques ont conduit au débordement des eaux du lac Kivu vers le lac Tanganyika, augmentant son niveau [84]. Au milieu du XIXe siècle, le lac a trouvé un émissaire par la vallée de la Lukuga, permettant à ses eaux de s'écouler vers le bassin du Congo. Depuis lors, le niveau du lac est régulé par cette sortie, qui a érodé un seuil jusqu'à une barre rocheuse fixant son niveau minimum à 773 mètres d'altitude [85].

2.2.2 Bathymétrie

La bathymétrie actuelle du lac (Figure 4), montre que les profondeurs avoisinent les 1500 mètres, alors que le lac se trouve à une altitude d'environ 773 mètres [86]. Trois zones plus profondes sont identifiables : une au nord, une au centre, et une au sud du lac. La zone la plus profonde se trouve dans le sud, suivie par celle du nord, puis celle du centre, avec une profondeur moyenne d'environ 800 mètres.

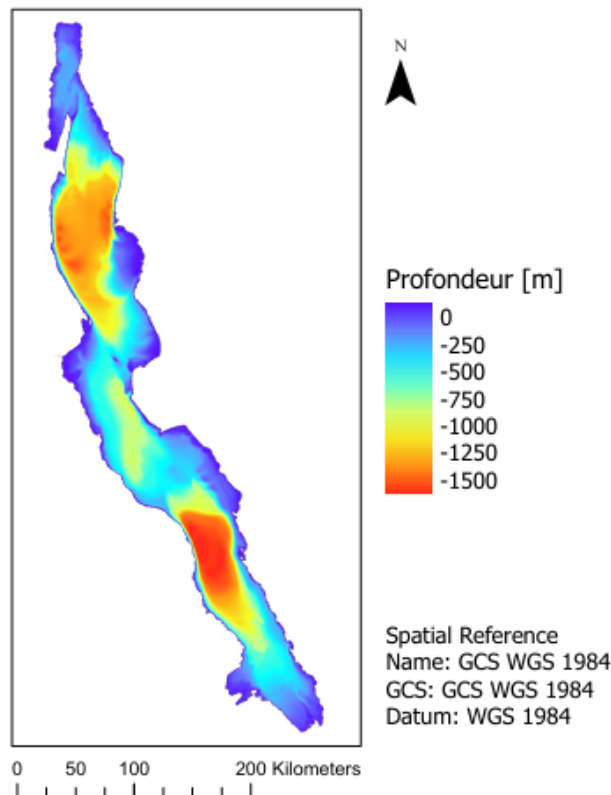


FIGURE 4 – Bathymétrie du lac Tanganyika (Arnaud Dessy (2024))

2.2.3 Stock d'eau

Dans une étude portée par Bergonzini (2002) [86], il a estimé qu'il était acceptable de considérer la surface du lac comme étant constante (32 600 km²) quelque soit la hauteur d'eau. En effet, une telle

approximation engendrerait une erreur plus petite que 1% sur la variation du volume d'eau du lac [87]. La variation de hauteur d'eau est donc liée linéairement à la variation du volume d'eau de surface du lac.

Les données provenant de la fin du 19e siècle proviennent de mesures ponctuelles historiques [88]. De plus, la série de 1909 à 1931 établie par Gillman et les mesures de la station de Kalemie (près de l'exutoire du lac) entre 1932 et 1995 (figure 5) fournissent des informations continues sur les niveaux d'eau. La variation du niveau d'eau depuis 1909 varie entre 772 et 778 m, avec comme plus grande différence, 4 m entre 1949 et 1964 [86]. Cette augmentation marquée est due à des précipitations exceptionnelles en 1961-1962[89], et semble être liée à des changements dans la répartition des pluies et des caractéristiques de l'écoulement, tels que le déboisement accru, le relâchement des pratiques anti-érosives et le drainage des bas-fonds dans le bassin versant[89]. Depuis, le niveau d'eau a diminué légèrement, avec quelques épisodes de crues (néanmoins toujours inférieures à celles de 1962). Actuellement (2024), le niveau du lac remonte, provoquant des inondations.

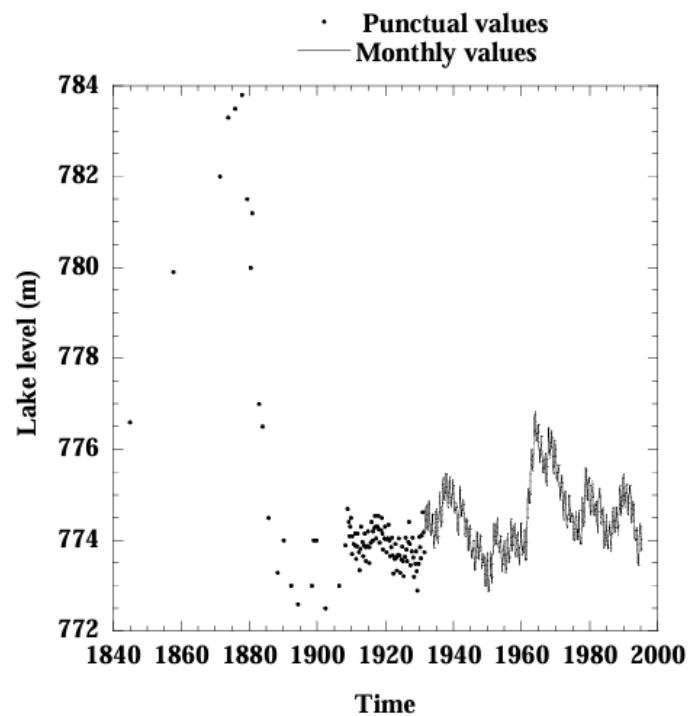


FIGURE 5 – Variations du niveau d'eau du lac Tanganyika entre 1845 et 1995 de Bergonzini et al.(1998)[87]

Selon Bergonzini (2002), pour la période de 1932 à 1995, les variations mensuelles moyennes du niveau d'eau sont positives de novembre à avril, avec deux valeurs maximales se produisant en décembre et en mars-avril, associées à une diminution relative en février. Des valeurs négatives apparaissent de mai à octobre, avec des pertes maximales en juillet (Figure 6). Annuellement, la variation du niveau d'eau moyen est estimée à -17 mm/an, induite par les différences de niveaux enregistrés entre 1932 et 1995 (figure 5). Cela montre donc une diminution moyenne du niveau d'eau sur cette période [86].

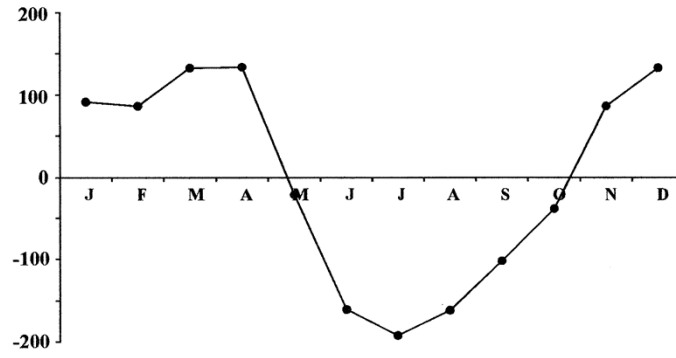


FIGURE 6 – Variations mensuelles moyennes du niveau d’eau du lac Tanganyika en [mm/mois][86]

Par ailleurs, une évolution saisonnière du niveau de la surface du lac est observée en raison des forçages climatiques. Sous l’influence de la migration de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) et de la circulation climatique régionale[90], une périodicité annuelle est observée entre Bujumbura et Mpulungu, situées respectivement aux extrémités nord et sud du lac. Pendant les mois de juin à août, le niveau relatif à Mpulungu est environ 10 cm inférieur à celui de Bujumbura. Cette différence diminue pendant les mois de septembre à novembre et s’inverse durant les mois de décembre à mars, où le niveau à Mpulungu est supérieur de 10 cm à celui de Bujumbura. Cette inclinaison saisonnière du niveau de l’eau est liée aux directions et intensités moyennes des vents régionaux, démontrant l’influence des forces de surface locales et régionales sur les variations de niveau du lac[91].

Gbetkom et al.(2024) ont publié une étude examinant la variation du stock d’eau dans le bassin versant du lac Tanganyika sur la période 2003-2021. À l’aide de données de télédétection, notamment du produit ERA5-Land pour les précipitations et des produits GLEV et MOD16A2 d’évapotranspiration, ils ont reconstruit avec succès les variations du stock d’eau. Leur analyse révèle que les variations du niveau d’eau du lac, qui reflètent le stock d’eau en surface, constituent 41,8% du volume total d’eau disponible. De plus, ils ont établi une forte corrélation (91%) entre le stock total et la composante en eau de surface, avec un décalage d’un mois dans la réponse de cette dernière [92]. Ces résultats offrent ainsi des perspectives prometteuses pour la détection anticipée des inondations.

2.2.4 Contribution des différentes variables dans le bilan hydrologique

La saison des pluies dans la région est principalement influencée par la migration de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) [93]. Elle se déplace vers le sud en hiver et vers le nord en été. La saison des pluies est plus longue dans le nord du bassin, commençant en septembre-octobre, tandis qu’elle est plus courte et démarre en octobre-novembre dans le sud. Les précipitations sont plus abondantes en janvier et février dans le sud, mais persistent près du lac en avril-mai.

Les précipitations ont été mesurées grâce à des stations situées proche du lac et dans son bassin versant. Un peu plus de 150 stations ont été prises en compte avec un recouvrement temporel la plupart du temps d’au minimum 30 ans. Ceci a pu être réalisé grâce à une compilation de différentes sources de données. Cependant, aucune mesure n’a pu être prise sur le lac de même que dans certaines régions du bassin versant (Figure 7)[86].

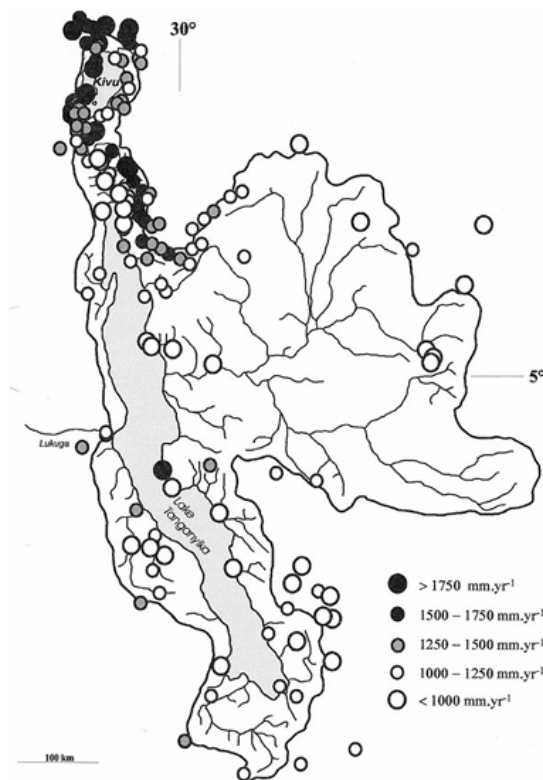


FIGURE 7 – Distribution des taux de précipitations annuelles enregistrés dans les stations sélectionnées situées sur ou à proximité du bassin versant du lac Tanganyika [86]

Les profils mensuels montrent une période sèche de mai-juin à octobre, suivie d'une saison des pluies intense de novembre à avril, avec deux pics remarquables : l'un en décembre, correspondant au taux maximal de précipitations mensuelles, et l'autre en mars, tandis que les précipitations sont relativement faibles en février (Figure 8). Une similitude entre ces profils et le profil de stockage est observée, ce qui confirme l'impact significatif des précipitations sur les bilans du lac [86].

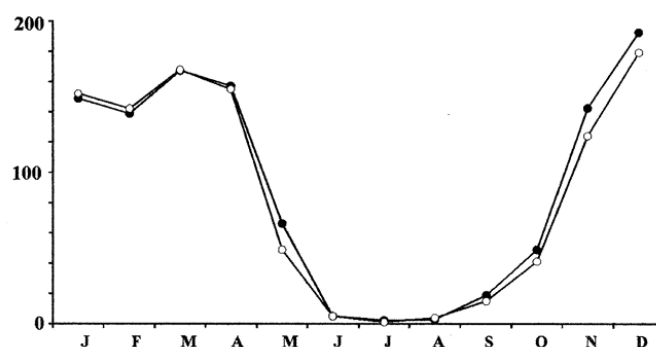


FIGURE 8 – Profils mensuels moyens des taux de précipitations sur la surface du Lac Tanganyika (cercles noirs) et son bassin versant (cercles ouverts), exprimé en [mm/mois] pour une superficie de 32 600 km²[86]

Une étude sortie en 2002 a caractérisé l'évaporation, la couverture nuageuse et les précipitations pour le lac Tanganyika en utilisant des données satellitaires Meteosat pour les années 1984, 1985, 1986, 1993 et 1994, avec une résolution spatiale de 0,25°[94]. Les résultats ont révélé que la pluviométrie annuelle moyenne sur le lac est supérieure de 20% à celle du bassin versant, et que la couverture

nuageuse moyenne annuelle est de 0,45.

L'évaporation a d'abord été calculée grâce à l'identification des autres termes du bilan hydrologique en fermant le bilan, et donc n'a pas été calculé de manière indépendante. Par la suite, la méthode du bilan énergétique a ensuite permis de fixer la valeur annuelle à environ 1696 mm par an [95] (1965), confirmée par des études avec des mesures réalisées aux stations au bord du lac [96][97]. L'évaporation moyenne intra-annuelle mensuelle est estimée à 141 mm/mois, avec une déviation standard de 12 mm/mois. Bien que significative dans le bilan hydrologique annuel, l'évaporation ne semble pas être responsable de la variabilité intra-annuelle du bilan hydrique car les valeurs mensuelles sont relativement stables (Figure 9) [86].

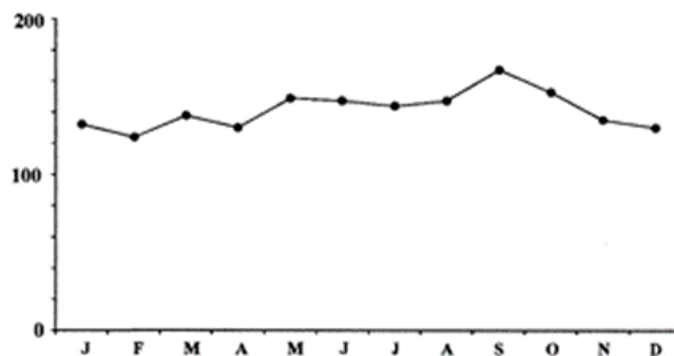


FIGURE 9 – Profil mensuel moyen du taux d'évaporation à la surface du Lac Tanganyika, exprimé en mm/mois pour une superficie de 32 600 km² (d'après Bultot 1965[95], 1993[98])

Il est également remarquable de constater que la vitesse du vent est de loin le principal déterminant des taux d'évaporation au lac Tanganyika. Les écarts de vitesse entre les valeurs minimales et maximales ont engendré des différences dans les estimations d'évaporation calculées qui étaient plus de 10 fois supérieures à la gamme des estimations basées sur la température de l'air dans cette région [99].

Le lac Tanganyika est alimenté par trois principaux cours d'eau : le fleuve Ruzizi, provenant du lac Kivu (5,3 km³/an), le fleuve Malagarasi, qui draine les hauts plateaux tanzaniens (4,3 km³/an), et le fleuve Lufubu, qui draine l'extrémité sud (2,4 km³/an). Une tendance nord-sud se dégage des profils mensuels, avec des débits maximums en avril et parfois en mai dans le nord du bassin, tandis que dans le sud, le pic se situe en mars. Les débits mensuels les plus bas sont observés en août-septembre dans le nord et en septembre-octobre dans le sud, en corrélation avec la répartition spatiale et temporelle des précipitations et aussi du relief présent dans le bassin versant. L'estimation finale des écoulements provenant de la totalité du bassin versant est de 955 mm par an sur base de plusieurs stations et d'une approximation faite pour une zone ne disposant pas de données in situ [86].

Une étude portée sur les activités de surveillance des débits et des sédiments dans le bassin sud du lac Tanganyika a calculé différentes courbes de tarage pour 5 rivières différentes pour la période de septembre 1998 au 31 Mai 1999 : Lucheche, Kalambo, Izi, Lunzua et Lufubu [100]. De plus, une étude sur la rivière Rusizi a démontré qu'elle contribuerait pour 30% des apports fluviaux au lac [101] [102]. La rivière Lukuga est le seul exutoire du lac, son débit a lui été déterminé grâce à la station située à

Kalemie située à l'ouest du lac.

Le tableau 6 présente un historique des études ayant estimé les différents flux constituant le bilan hydrologique du lac Tanganyika. En examinant les deux études les plus récentes, Bergonzini a démontré que le bilan hydrique annuel moyen est principalement contrôlé par l'évaporation et les précipitations tombant à la surface du lac, représentant respectivement environ 82% des pertes et 53% des apports [86]. Bien que ces résultats soient cohérents avec les études antérieures, la nouvelle étude de 2024 par Gbetkom estime que les précipitations contribuent à 80% des apports et l'évaporation à 95% des pertes [92].

TABLE 6 – Résumé des résultats des études hydrologiques antérieures sur le lac Tanganyika : précipitations, évaporation et débits fluviaux convertis en hauteur d'eau équivalente.

	Précipitations (mm/an)	Evaporation (mm/an)	Rivières entrantes (mm/an)	Rivière Lu- kuga (mm/an)
Gillman (1933) [103]	900	1350	530	94
Coulter, G. W. & Spiegel (1991) [104]	/	/	440	/
Coulter G. al (1996) [105]	1050	/	560	/
Nicholson et al. (2002) [94]	1302	1559-1721	/	/
Bergonzini (2002) [86]	1090	1696	955	366
Gbetkom et al. (2024) [92]	1260	1570	300	77

Bien que ces études couvrent des périodes temporelles différentes, une divergence existe quant à la contribution relative des différents flux. Il est important de noter que, à l'exception de l'étude de Gbetkom, les autres études reposent sur des données de terrain, ce qui limite la prise en compte de la variabilité spatiale en raison du nombre limité de stations disponibles dans la région. De plus, les mesures sont réalisées dans le bassin versant du lac ou à proximité de ses côtes, et non directement sur le lac, entraînant ainsi des approximations importantes quant à la fiabilité des résultats. Concernant l'étude de Gbetkom, celle-ci ne prend en compte que deux rivières pour le débit entrant dans le lac, ce qui pourrait expliquer la contribution plus faible de cette variable dans le bilan hydrologique.

3 Matériel et méthode

La méthodologie générale de l'étude est illustrée par la figure 10. Ce travail est réalisé avec un modèle hydrologique simplifié utilisant uniquement des données de précipitations, d'évaporation, ainsi que les débits des trois principales rivières alimentant le lac Tanganyika et le débit du seul exutoire du lac. Les données de précipitations et d'évaporation ont été extraites en utilisant un polygone représentant les contours du lac. Étant donné que la surface du lac est considérée comme constante au cours du temps, l'hypothèse stipule que les variations de hauteur sont directement proportionnelles aux variations de volume, ce qui permet de s'exprimer en termes de hauteur d'eau. Enfin, en travaillant avec plusieurs sources de données pour les précipitations et l'évaporation, chaque combinaison de produits de précipitations et d'évaporation a été utilisée pour estimer la hauteur d'eau modélisée (Hb).

L'objectif de l'étude est de déterminer les flux majeurs ainsi que la combinaison d'ensembles de données de précipitations et d'évaporation qui représente le mieux la dynamique observée de la hauteur d'eau (Ho). Deux combinaisons sont retenues : la première est celle qui reproduit le mieux le niveau d'eau moyen, et la seconde est celle qui reproduit le mieux les événements de fortes crues. Ces deux combinaisons d'ensembles de données seront ensuite utilisées pour corriger les biais des séries temporelles de précipitations et d'évaporation issues des modèles de projections climatiques.

Le niveau d'eau est ainsi estimé jusqu'à l'an 2099 sur la base de ces deux combinaisons de données afin d'évaluer l'impact potentiel du changement climatique sur le niveau d'eau futur du lac sous deux scénarii différents : SSP2-4.5 et SSP5-8.5.

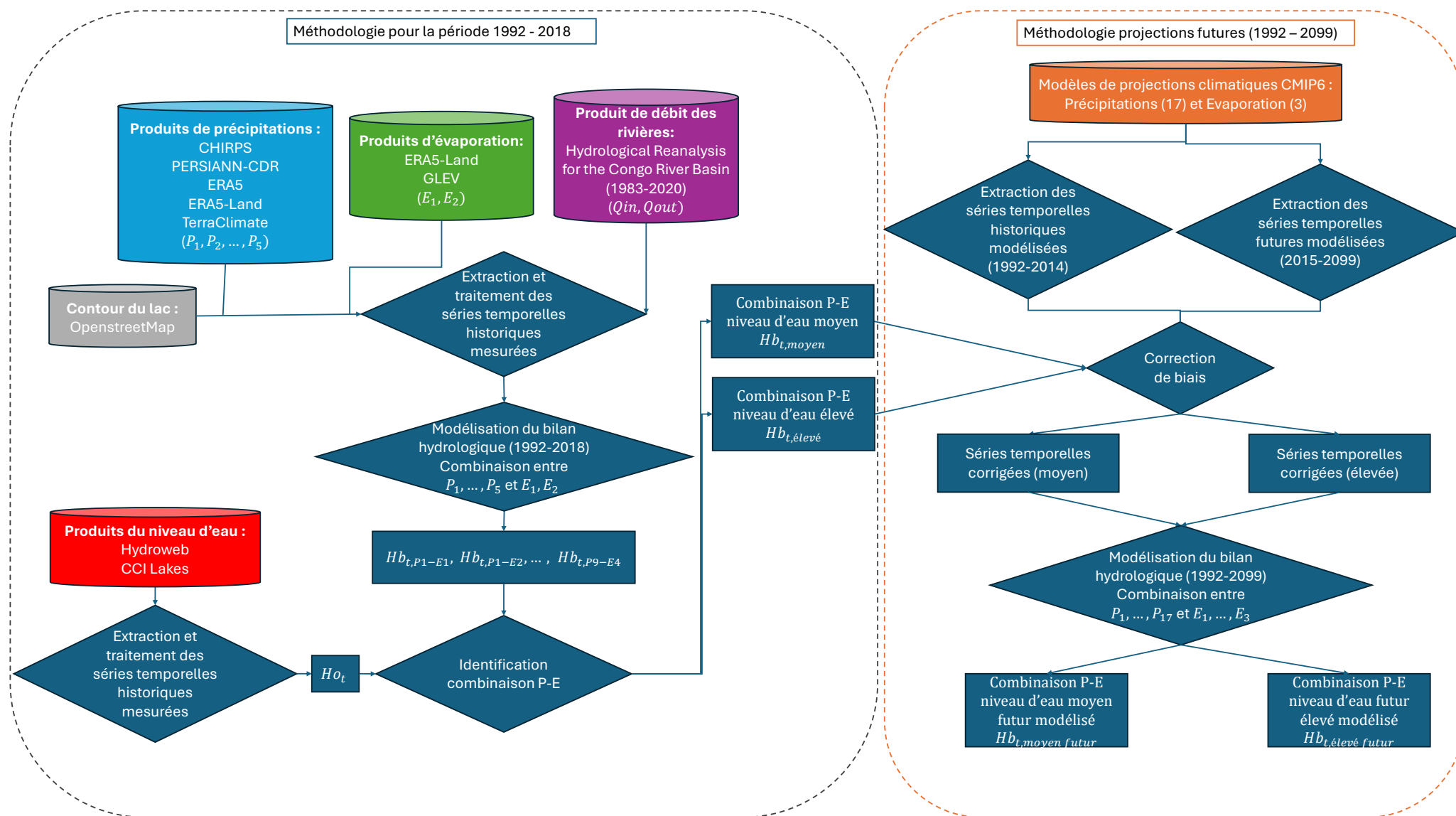


FIGURE 10 – Cadre conceptuel de la méthodologie générale avec la boîte pointillée grise représentant la méthodologie pour la période de 1992 à 2018 et la boîte pointillée orange pour les projections futures jusqu'en 2099. Les paramètres incluent la hauteur d'eau mesurée (H_o) et modélisée (H_b), les précipitations (P), l'évaporation (E), ainsi que le débit des rivières entrantes (Q_{in}) et sortantes (Q_{out}).

3.1 Données observées

3.1.1 Hauteur d'eau

3.1.1.1 Sources des données

Les ensembles de données utilisés, provenant du service Theia Hydroweb [57] ainsi que du projet CCI Lakes [60], ont été sélectionnés pour leur fiabilité, leur utilisation fréquente dans la littérature et couverture temporelle d'au moins 30 ans. Ces deux ensembles de données intègrent des informations de plusieurs satellites (Table 7), accompagnées de données in-situ provenant de diverses stations de jaugeages afin de valider leurs méthodes. La résolution temporelle des données varie de 1 à 10 jours en fonction de l'orbite des satellites. Par ailleurs, le jeu de données fournit une seule valeur de hauteur d'eau pour l'entièreté du lac pour chaque intervalle de temps, correspondant à la moyenne le long du transect observé par le satellite.

TABLE 7 – Satellites utilisés pour la conception des jeux de données Hydroweb () et CCI Lakes (*).

Satellite	Instrument	Recouvrement temporel	Orbite
TOPEX/Poseidon *	Poseidon-1	1992-2006	10 jours
GFO	Poseidon-1	1992-2006	17 jours
Jason-1 *	Poseidon-2	2001-2013	10 jours
Jason-2 *	Poseidon-3	2008-2019	10 jours
Jason-3 *	Poseidon-3B	2016-2022	10 jours
ERS-2	Altimetre Radar (RA-1)	2002-2011	35 jours
Sentinel-6 *	Poseidon-4	2022-présent	10 jours
ENVISAT *	Altimetre Radar (RA-2)	2002-2012	35 jours
SARAL *	Altika	2013-2022	35 jours
Sentinel-3A *	Altimetre SAR	2016-présent	27 jours
Sentinel-3B *	Altimetre SAR	2018-présent	27 jours

Les hauteurs d'eau données par le produit Hydroweb et CCI Lake sont très similaires (Figure 11(a)). Cependant, à partir de l'année 1996, les mesures CCI Lake sont décalées d'un jour comparé au jeu de données Hydroweb (Figure 11(b)). Le produit Hydroweb est retenu pour la suite de l'étude au vu de sa plus grande utilisation dans la littérature.

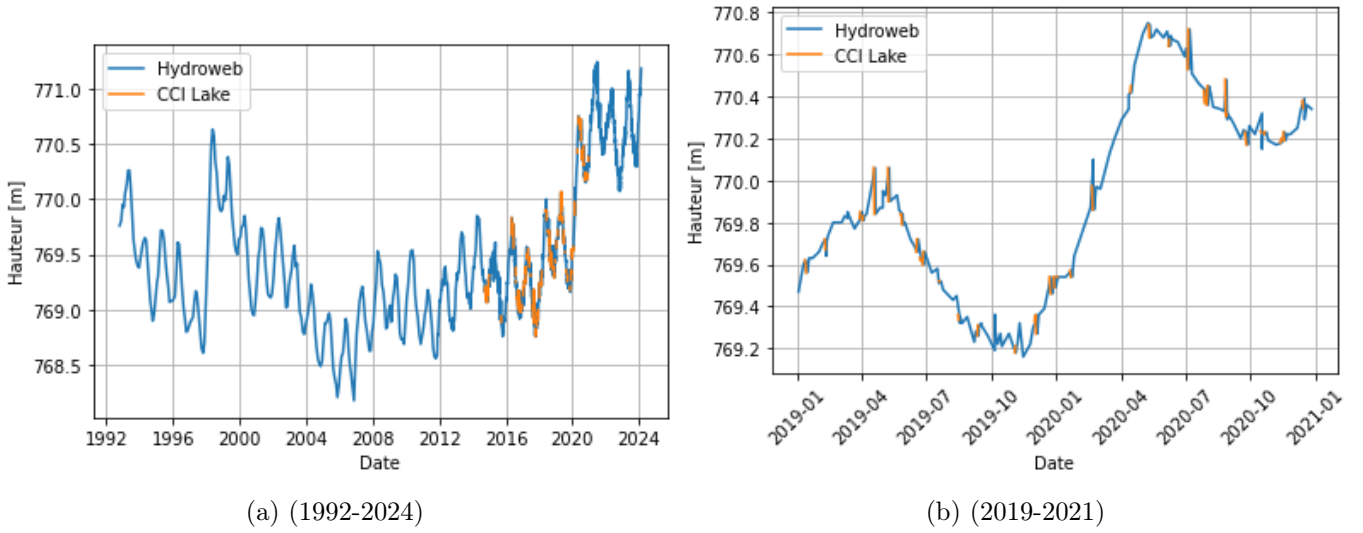


FIGURE 11 – Comparaison de l'évolution du niveau d'eau (m) du lac Tanganyika entre les produits Hydroweb et CCI Lakes, par rapport au géoïde (EGM2008).

3.1.1.2 Ré-échantillonnage temporel

La résolution temporelle n'étant pas la même durant toute la période d'acquisition (Figure 12), trois méthodologies ont été appliquées afin de parvenir à une résolution mensuelle, qui est la résolution utilisée pour réaliser le bilan hydrologique. En effet, le bilan hydrologique se base sur l'estimation de la hauteur d'eau du premier jour du mois en considérant les flux intervenus au mois précédent (Eq. 10), il est donc crucial d'avoir la meilleure estimation de cette variable. La première méthode consiste en la moyenne des hauteurs d'eaux observées au sein du même mois reportée au premier jour de ce même mois. La deuxième méthode a été d'appliquer une interpolation avec la méthode CubicSpline du package Scipy dans python [106]. La méthode CubicSpline de `scipy.interpolate` réalise une interpolation spline cubique, où la fonction interpolante est une série de polynômes cubiques connectés de manière à garantir la continuité des première et deuxième dérivées. Cette technique permet de créer une courbe lisse et continue à travers un ensemble de points de données, évitant les oscillations excessives courantes avec d'autres méthodes d'interpolation polynomiale. Finalement, la dernière méthode implique la conversion de la série temporelle en pas de temps journalier afin d'en retenir seulement la valeur du premier jour du mois. Pour ce faire, les jours sans observations ont été estimés en utilisant une moyenne mobile pondérée sur une fenêtre de calcul de 40 jours, cette fenêtre ayant été définie en raison d'une période maximale de 20 jours entre deux observations. Afin d'accorder davantage de poids aux valeurs mesurées proches de la valeur à estimer, un poids gaussien a été utilisé. Ce poids est calculé avec une distribution gaussienne centrée sur chaque point de calcul, avec un écart-type de 8 jours. Cette méthode permet de donner plus d'importance aux valeurs récentes par rapport à celles plus éloignées dans le temps. Après avoir obtenu les hauteurs d'eau estimées pour chaque jour sur l'ensemble de la série temporelle, seules les hauteurs du premier jour de chaque mois ont été extraites pour constituer une série temporelle mensuelle. Sur base visuelle, la dernière méthode a été sélectionnée car c'est celle qui estime au mieux la valeur du premier jour du mois (Figure 13).

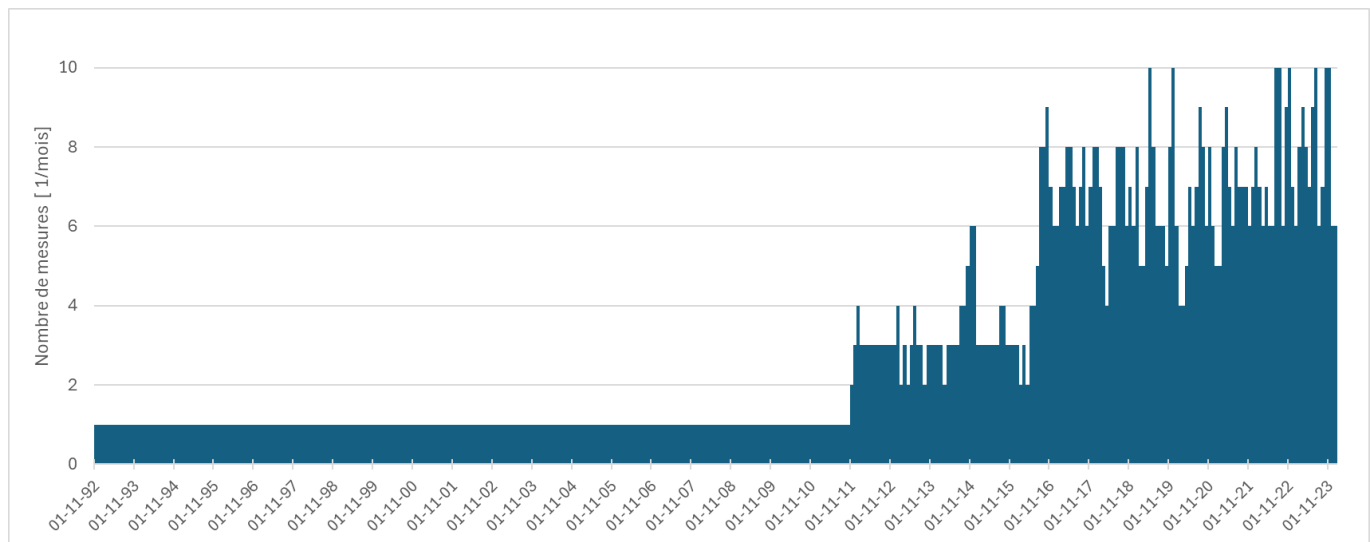


FIGURE 12 – Résolution temporelle des mesures de la hauteur d’eau du jeu de données Hydroweb (1992-2024).

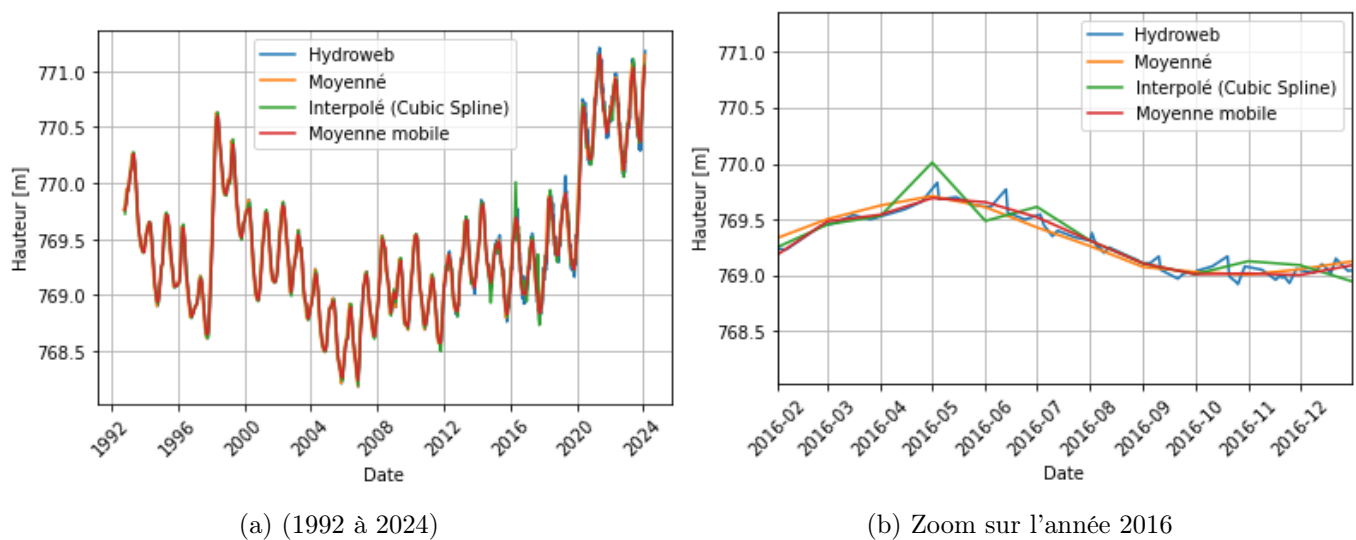


FIGURE 13 – Comparaison de l’évolution de la hauteur d’eau du lac Tanganyika entre le produit Hydroweb moyenné par mois, interpolé avec la fonction CubicSpline et l’utilisation d’une moyenne mobile par rapport aux données originales.

L’incertitude associée à la mesure de la hauteur d’eau, fournie avec le jeu de données et avec la même résolution temporelle, a été ajustée en utilisant une moyenne mobile avec les mêmes paramètres pour obtenir une série temporelle mensuelle correspondant aux premiers jours du mois. Cette incertitude varie dans le temps, oscillant entre 10 et 20 cm de 1992 à 2015 (voir Figure 14(a)), avec un pic notable à la fin de l’année 2008. À partir de 2015 jusqu’au milieu de l’année 2016, l’incertitude semble avoir diminué, généralement en dessous de 10 cm. Cependant, des pics autour de 40 cm réapparaissent mensuellement à partir de 2016 (voir Figure 14(b)). En outre, sur la Figure 14(b), deux pics distincts sont observables pour la courbe en rouge représentant l’incertitude ajustée par la méthode de moyenne mobile, reflétant les valeurs effectives fournies par le jeu de données enregistrées le premier jour de chaque mois.

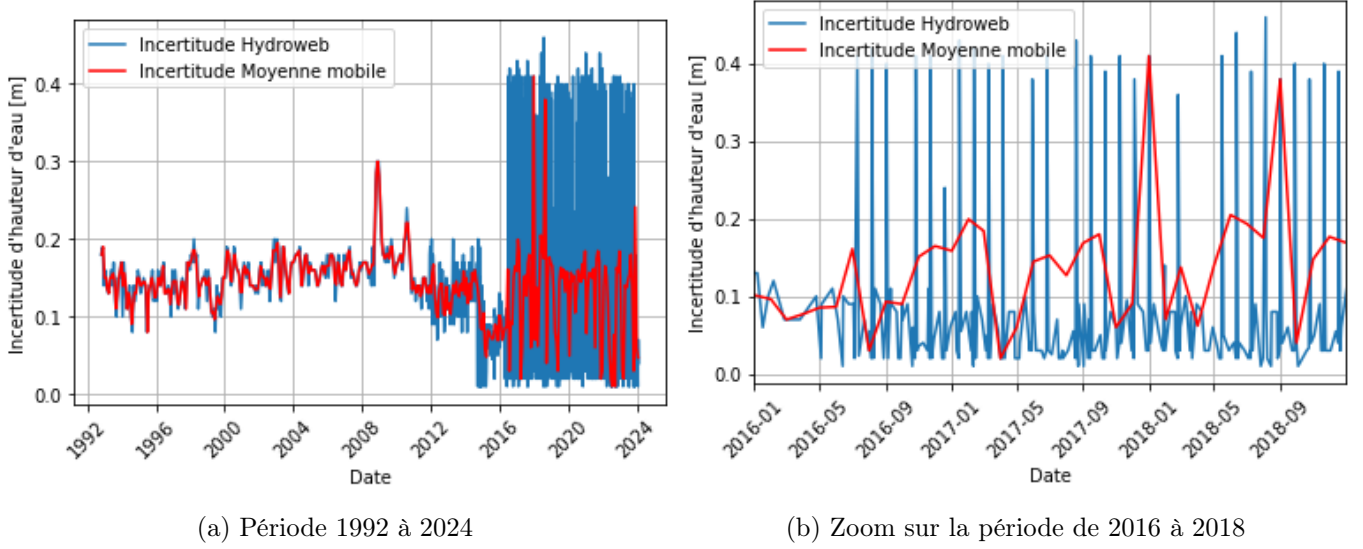


FIGURE 14 – Comparaison entre l’incertitude de la hauteur d’eau mesurée du produit Hydroweb et calculée avec la méthode de la moyenne mobile.

3.1.2 Surface d’eau

Une hypothèse de départ était de considérer la surface d’eau du lac comme étant constante dans le temps. Pour vérifier cette hypothèse, la bande "occurrence" du produit JRC Global Surface Water [65] a été utilisée. Celle ci représente la fréquence de présence de l’eau en surface entre mars 1984 et décembre 2021. La bande "occurrence" est calculée selon l’équation 3.

$$OES_{\text{mois}} = \frac{\sum DE_{\text{mois}}}{\sum OV_{\text{mois}}} \quad (3)$$

avec OES_{mois} l’occurrence d’eau en surface mensuelle, DE les détections d’eau en surface et OV les observations valides, c’est-à-dire des données non impactées par des problèmes liés à la neige, à la glace, aux nuages ou aux capteurs.

La fonction de répartition de l’occurrence d’eau en surface des pixels au sein du lac Tanganyika (Figure 15(a)) démontre que la majorité des pixels ont une occurrence de plus de 95%. Cela veut donc dire que la majorité de la surface du lac peut être considérée comme permanente et que seulement une infime partie des pixels est liée à la variation de surface de l’eau. Lorsque l’on regarde de plus près, on remarque que si l’on considère tous les pixels avec une occurrence égale ou inférieur à 95%, c’est-à-dire la surface liée à la variation de l’étendue du lac, cela représente moins de 1% de la surface totale (Figure 15(b)).

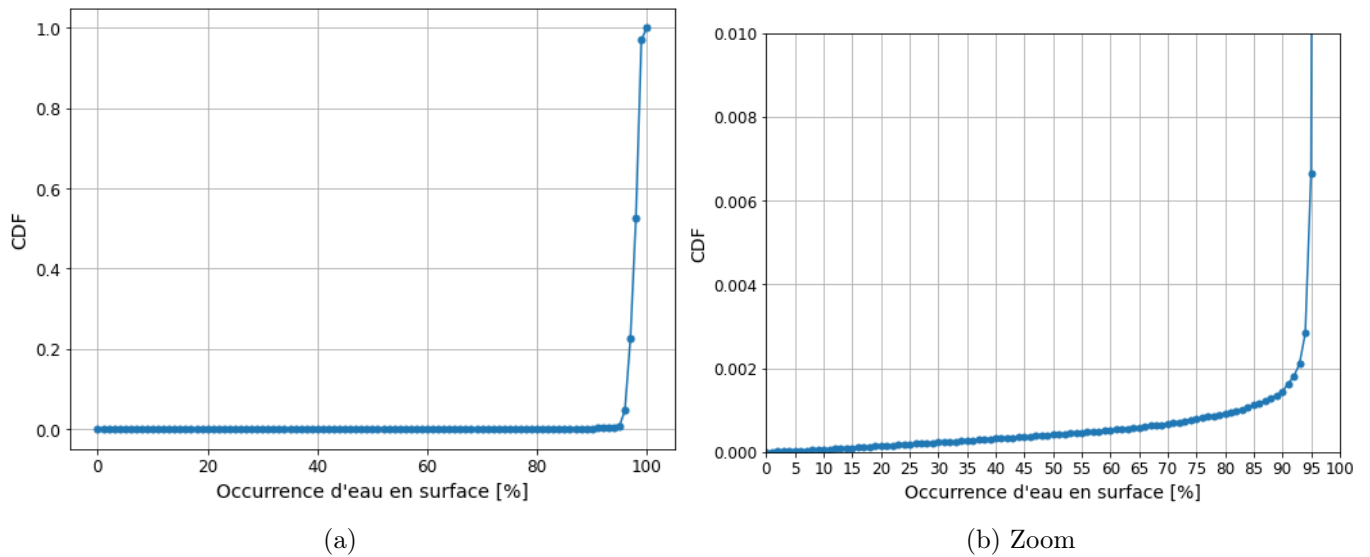


FIGURE 15 – Fonction de distribution cumulative (CDF) du pourcentage d’occurrence d’eau en surface pour chaque pixel du produit JRC GSW couvrant le lac.

Une surface constante peut donc être représentée par les pixels ayant une occurrence d’eau en surface égale ou plus grande que 96% comme indiqué en bleu. La représentation visuelle nous confirme le fait que les pixels avec des occurrences plus faibles que 96% sont bien proches des cotes et donc ce sont eux qui participent à la variation de l’étendue du lac (Figure 16).

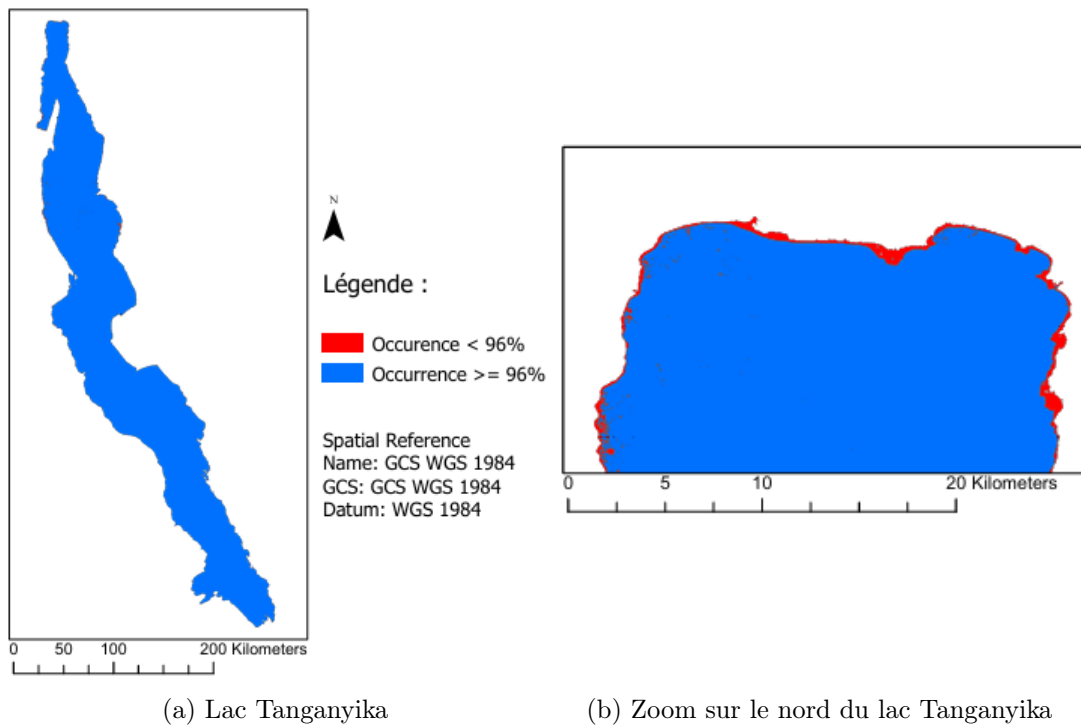


FIGURE 16 – Occurrence des pixels d’eau de surface du lac Tanganyika avec le jeu de données JRC GSW pour la période 1984 à 2021.

L’hypothèse de départ, selon laquelle la surface du lac reste constante, permet d’établir une relation

linéaire entre la variation du volume d'eau et la variation de la hauteur d'eau. Cela implique que les changements de volume d'eau peuvent être directement traduits en changements de hauteur d'eau, facilitant ainsi l'analyse en se concentrant uniquement sur les variations de hauteur d'eau.

3.1.3 Précipitation

Les produits utilisés sont répertoriés dans la table 8. En utilisant Google Earth Engine, seuls les produits disponibles via ce service ont été sélectionnés. De plus, uniquement les produits mentionnés dans l'état de l'art, présentant une couverture temporelle minimale de 30 ans à partir de 1992, ont été retenus. Cette date a été choisie car elle marque le début de la disponibilité des données altimétriques de hauteur d'eau. Plusieurs produits ont été utilisés afin de comparer leurs performances et de prendre en compte la variabilité inter-produit, permettant ainsi de sélectionner le plus adapté à la zone d'étude.

TABLE 8 – Tableau des produits de données de précipitations utilisés avec leurs résolutions spatiales, temporelles et recouvrement temporel respectifs.

Produit	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Recouvrement temporel
CHIRPS Pentad : Climate Hazards Group InfraRed Precipitation With Station Data (Version 2.0 Final)	0.05°x0.05°	5 jours	1981-présent
PERSIANN-CDR	0.25° x 0.25°	Journalier	1982-présent
ERA5 Monthly Aggregates	0.25° x 0.25°	Mensuel	1979-présent
ERA5-Land Monthly Aggregated	0.125° x 0.125°	Mensuel	1950-présent
TerraClimate : Monthly Climate and Climatic Water Balance for Global Terrestrial Surfaces, University of Idaho	1/24° x 1/24°	Mensuel	1958-présent

L'hypothèse initiale concernant la constance de la surface a été confirmée, permettant de considérer une surface constante au cours du temps pour l'extraction des données de précipitations. La surface retenue provient d'OpenStreetMap, qui fournit les contours du lac et représente fidèlement ces contours définis précédemment grâce au produit JRC GSW. L'extraction des données de précipitations a été réalisée en calculant la moyenne spatiale mensuelle de chaque produit selon l'équation 4 :

$$P_t = \frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^k Pr_{i,j} A_{p,i}}{A_l} \quad (4)$$

où k représente le nombre d'images par mois et j la j ème image, n le nombre de pixels dans la région d'intérêt et i le i ème pixel, A_l la surface du lac [m^2], A_p la surface de chaque pixel [m^2], Pr les précipitations pour chaque pixel exprimées en lame d'eau [mm] et P_t les précipitations mensuelles moyennes sur le lac en [mm].

3.1.4 Evaporation

Deux produits d'évaporation ont été sélectionnés et sont répertoriés dans le tableau 9. Ils ont été considérés pour les mêmes raisons que les produits de précipitations.

TABLE 9 – Tableau des produits de données d’évaporation utilisés avec leurs résolutions spatiales, temporelles et recouvrement temporel respectifs.

Produit	Résolution spatiale	Résolution temporelle	Recouvrement temporel
ERA5-Land Monthly Aggregated	0.125° x 0.125°	Mensuel	1950-présent
GLEV	Point par lac	Mensuel	1985-2018

Concernant l’évaporation, E_t [mm], la même méthodologie que pour les précipitations a été appliquée pour le jeu de données ERA5 Land selon l’équation 5 :

$$E_t = \frac{(\sum_{i=1}^n Ev_{i,j} A_{p,i}) \times 1000}{A_l} \quad (5)$$

où n représente le nombre de pixels dans la région d’intérêt et i le i ème pixel, A_l la surface du lac [m^2], A_p la surface de chaque pixel en [m^2], Ev la hauteur d’eau équivalente d’évaporation de chaque pixel en [m] et E_t l’évaporation mensuelle moyenne sur le lac en [mm]

La série temporelle issue du produit GLEV fournit le volume d’eau évaporé par lac. Ainsi, le volume d’eau évaporé a été divisé par la surface du lac délivrée par ce même produit selon l’équation 6 :

$$E_t = \frac{E_{glev,t} \times 1000}{A_t} \quad (6)$$

où $E_{glev,t}$ représente le volume d’eau évaporé en [m^3], A_t la surface du lac au temps t en [m^2], et E_t la lame d’eau équivalente mensuelle évaporée en [mm].

3.1.5 Débits des rivières

Le débit des rivières a été estimé en utilisant le jeu de données Hydrological Reanalysis for the Congo River Basin (1983-2020) (Wongchuig et al. (2023)) [50]. Ce jeu de données s’appuie sur un modèle hydrologique-hydrodynamique à grande échelle (MGB) qui intègre la dynamique de stockage des lacs et une technique d’assimilation de données (DA) utilisant des mesures de débit et de niveau d’eau in-situ ainsi que des observations de télédétection issues de l’altimétrie radar. Le modèle MGB est un modèle semi-distribué qui simule les processus hydrologiques et hydrodynamiques à la surface des terres. Il divise le bassin versant en sous-unités plus petites appelées bassins versants unitaires. À l’intérieur de chaque sous-unité, il combine les caractéristiques du sol et l’utilisation des terres pour simuler les processus tels que l’évapotranspiration, l’infiltration, le ruissellement, et les écoulements souterrains. Le modèle utilise un concept de zone contributive variable pour calculer ces processus, permettant ainsi une simulation précise du bilan hydrique et énergétique du sol dans chaque sous-unité. Les données de précipitations CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station) et les informations de réanalyse ERA5 (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2019) concernant la pression atmosphérique, les flux de rayonnement, la vitesse du vent, l’humidité relative et la température de l’air de surface ont été utilisées pour forcer le modèle MGB.

L'extraction des séries temporelles des débits des rivières majeures du lac Tanganyika a été réalisée en considérant les rivières Rusizi, Malagarasi, Lufubu comme affluents et la rivière Lukuga comme seule exutoire (Figure 1). La somme des débits journaliers simulés par mois a été multipliée par un facteur $8,64 \times 10^7$ afin de convertir le débit exprimé en $[\frac{m^3}{s}]$ en hauteur d'eau équivalente en $[mm]$ selon l'équation 7 :

$$Q_t = \frac{(\sum_{i=1}^n D_i \times 86400) \times 1000}{A_l} \quad (7)$$

où n représente le nombre de jours dans chaque mois de l'année, A_l la surface du lac $[m^2]$, et 86400 le nombre de secondes dans une journée. D correspond au débit à l'embouchure de chaque rivière $[\frac{m^3}{s}]$ et Q_t le débit de la rivière exprimé en hauteur d'eau équivalente $[mm]$.

Finalement, les rivières contribuant à l'approvisionnement en eau du lac sont regroupées au sein d'une seule et même variable selon l'équation 8, et le débit de l'exutoire selon l'équation 9 :

$$Q_{in_t} = Q_{R,t} + Q_{M,t} + Q_{Lf,t} \quad (8)$$

$$Q_{out_t} = Q_{Lk,t} \quad (9)$$

où Q_{in_t} représente la hauteur d'eau équivalente du débit provenant des trois rivières principales et Q_{out_t} le débit de l'exutoire du lac avec $Q_{R,t}$ le débit de la rivière Rusizi, $Q_{M,t}$ le débit de la rivière Malagarasi, $Q_{Lf,t}$ le débit de la rivière Lufubu, et $Q_{Lk,t}$ le débit de la rivière Lukuga tous exprimés en $[mm]$.

3.2 Analyse des données observées

3.2.1 Statistiques descriptives et test de tendance

Pour chaque flux contribuant au bilan hydrologique, les médianes mensuelles, déviation standard ainsi que les premier et troisième quartiles, ont été calculés pour chaque mois de l'année, fournissant ainsi une indication de la variabilité des données. Ces statistiques sont présentées sous forme de diagrammes en boîte, où les moustaches s'étendent jusqu'aux valeurs les plus extrêmes qui ne sont pas considérées comme des valeurs aberrantes par rapport aux autres mois correspondants.

De plus, les moyennes mensuelles des données d'évaporation ont été mises en relation avec les moyennes du rayonnement incident, de l'humidité relative, de la température à 2 mètres au-dessus de la surface du lac, ainsi que de la vitesse du vent, obtenues à partir du produit ERA5-Land. Cette analyse a pour objectif d'identifier et d'élucider les relations entre ces variables et le taux d'évaporation.

Le test de Mann-Kendall est utilisé pour évaluer les tendances significatives dans les variables temporelles. Il est saisonnier lorsqu'appliqué à des séries mensuelles, mais non saisonnier pour des séries annuelles. Ce test détecte les tendances significatives à la hausse ou à la baisse à long terme. Il repose sur deux hypothèses : l'hypothèse nulle (H_0) d'absence de tendance et l'hypothèse alternative (H_1) d'une tendance significative. Le test est non paramétrique, ne nécessitant aucune hypothèse sur la distribution des données. Si la p-valeur est inférieure à 0,05, l'hypothèse nulle est rejetée, confirmant

une tendance. Pour quantifier cette tendance, la pente est estimée à l'aide de la méthode de Theil-Sen, une méthode qui calcule la pente médiane de toutes les paires de points de données dans la série temporelle selon le package Python `pymannkendall` [107].

3.2.2 Relation entre les précipitations et les débits en entrée et entre la hauteur d'eau et le débit en sortie

L'objectif est d'examiner une relation entre les précipitations et les débits des trois principales rivières alimentant le lac, ainsi que la relation entre le niveau du lac et le débit de sortie par la rivière Lukuga, le seul exutoire du lac. Cette analyse vise à comprendre comment les variations des précipitations influencent les débits des rivières affluentes, afin de déterminer l'existence d'une relation permettant de prédire les débits des rivières à partir des données de précipitations. Pour ce faire, les relations seront examinées sous forme de relations linéaires.

3.3 Bilan hydrologique

3.3.1 Équation du bilan hydrologique

L'hypothèse de départ est qu'un modèle simplifié, incluant quatre flux dominants, puisse permettre de reconstruire la série temporelle de la hauteur d'eau du lac. Ce modèle prend en compte deux flux entrants et deux flux sortants. Les flux entrants comprennent les précipitations directes sur le lac et les apports des trois principales rivières (Rusizi, Malagarasi et Lufubu). Les flux sortants incluent l'évaporation de la surface du lac et le débit sortant par la rivière Lukuga.

Sur une base mensuelle, le niveau d'eau du lac au premier jour du mois est calculé en considérant la hauteur d'eau au premier jour du mois précédent, ainsi que les quatre différents flux du mois précédent selon l'équation 10 :

$$\Delta Hb_{m,t} = Hb_{t+1} - Hb_t = P_t - E_t + Qin_t - Qout_t \quad (10)$$

où Hb_t représente la hauteur modélisée au temps t en $[mm]$, P_t les précipitations $[mm]$, E_t l'évaporation $[mm]$, Qin_t le débit des rivières entrantes $[mm]$ et $Qout_t$ le débit sortant de la rivière Lukuga $[mm]$, avec t comme pas de temps mensuel.

Le bilan hydrologique est réalisé sur une année hydrologique, ce choix permettant de réinitialiser les données chaque année afin d'éviter toute accumulation d'erreurs dans le temps (Eq.11). Nous utilisons l'année hydrologique plutôt que l'année civile, commençant au début de la saison des pluies, lorsque les niveaux d'eau du lac Tanganyika sont au plus bas, soit en novembre.

$$Hb_{t=\text{novembre}} = 0 \quad (11)$$

En plus de la hauteur d'eau mensuelle, la variation de hauteur mensuelle par année hydrologique est calculée selon l'équation 12 :

$$\Delta Hb_{m,t} = Hb_{t+1} - Hb_t \quad (12)$$

où $\Delta Hb_{m,t}$ représente la variation mensuelle de la hauteur d'eau modélisée entre chaque pas de temps $[mm/mois]$.

Enfin, la variation annuelle de la hauteur d'eau est calculée sur la base de l'équation 13, en considérant tous les flux intervenants au cours de l'année hydrologique, c'est-à-dire du premier jour du mois de novembre au dernier jour du mois d'octobre de l'année suivante :

$$\Delta Hb_{a,t} = \sum_{i=1}^{12} (P_i - E_i + Qin_i - Qout_i) \quad (13)$$

avec t comme pas de temps annuel hydrologique, $\Delta Hb_{a,t}$ la variation annuelle de la hauteur d'eau modélisée $[mm/an]$, P les précipitations, E l'évaporation, Qin le débit des rivières entrantes, $Qout$ le débit de la rivière Lukuga, et i le numéro correspondant à chaque mois de l'année hydrologique.

3.3.2 Calcul d'incertitudes

Pour évaluer l'incertitude des précipitations, l'écart type des moyennes mensuelles de précipitations entre chaque produit est calculé pour chaque pas de temps. Concernant l'évaporation, Zhao et al. (2022) [25] ont démontré que l'incertitude liée à l'évaporation GLEV correspond à 9,93%. Finalement, l'incertitude sur la réanalyse des débits des rivières n'étant pas connue, elle n'est pas prise en compte lors du calcul de la hauteur d'eau modélisée. Le calcul de l'incertitude de hauteur modélisée peut être calculé selon l'équation 14 :

$$\sigma_{Hb} = \sqrt{\sigma_P^2 + \sigma_E^2} \quad (14)$$

avec σ_P l'incertitude sur les précipitations $[mm]$ et σ_E l'incertitude sur l'évaporation $[mm]$ et σ_{Hb} l'incertitude sur la hauteur d'eau modélisée $[mm]$.

L'incertitude sur la variation de hauteur d'eau mensuelle est calculée selon l'équation 15 :

$$\sigma_{\Delta Hb_m} = \sqrt{\sigma_{Hb_t}^2 + \sigma_{Hb_{t+1}}^2} \quad (15)$$

avec $\sigma_{\Delta Hb_m}$ l'incertitude sur la variation mensuelle de hauteur d'eau modélisée (mm/mois).

Enfin, l'équation 16 représente l'incertitude sur la variation annuelle de hauteur d'eau :

$$\sigma_{\Delta Hb_a} = \sqrt{\sum_{i=1}^{12} \sigma_{P_i}^2 + \sum_{i=1}^{12} \sigma_{E_i}^2} \quad (16)$$

où $\sigma_{\Delta Hb_a}$ représente l'incertitude de la variation annuelle de hauteur d'eau modélisée (mm/an), σ_{P_i} l'incertitude sur les précipitations du mois i $[mm]$ et σ_{E_i} l'incertitude sur l'évaporation du mois i $[mm]$.

3.3.3 Comparaison et sélection des données pertinentes pour le lac

Le processus de calcul de la hauteur et variation de hauteur d'eau basé sur les équations 10, 11, 12 et 13 a été effectué pour toutes les combinaisons disponibles de produits de précipitations et d'évaporation. L'objectif étant de déterminer quelle association permet de reproduire au mieux la dynamique de hauteur d'eau observée. Pour ce faire, la meilleure combinaison de produits de précipitations et d'évaporation a été déterminée en calculant une régression linéaire entre les mesures de hauteur d'eau observées et modélisées, en plus de l'évaluation de plusieurs indicateurs décrits ci-dessous.

Le coefficient de corrélation de Pearson, le coefficient de détermination, la racine de l'écart quadratique moyen (RMSE) et le coefficient de Kling Gupta ont été utilisés pour apprécier la qualité des regressions.

Le coefficient de corrélation de Pearson se calcule comme suit :

$$r_{XY} = \frac{\sum(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum(X_i - \bar{X})^2 \sum(Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (17)$$

avec

- r_{XY} : La corrélation de Pearson entre une valeur mesurée X et une valeur calculée Y ;
- X_i : Une observation individuelle de la valeur mesurée X ;
- Y_i : Une observation individuelle de la valeur calculée Y ;
- $\bar{X}$: La moyenne des observations de la valeur mesurée X ; et
- $\bar{Y}$: La moyenne des observations de la valeur calculée Y .

Le coefficient de corrélation de Pearson est une mesure statistique qui évalue la force et la direction de la relation linéaire entre deux variables continues. Il varie entre -1 et 1 : un coefficient proche de 1 indique une corrélation positive forte, proche de -1 une corrélation négative forte, et proche de 0 une absence de corrélation linéaire.

Le coefficient de détermination se calcule comme suit :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \quad (18)$$

avec

- X_i représente la valeur mesurée pour la i -ème observation ;
- Y_i représente la valeur calculée pour la i -ème observation ; et
- $\bar{X}$ représente la moyenne des valeurs mesurées.

Le coefficient de détermination, noté R^2 , évalue dans quelle mesure un modèle linéaire peut expliquer les variations observées dans les données. Il indique la proportion de la variance de la variable dépendante qui est expliquée par la variable indépendante. Un R^2 proche de 1 suggère un ajustement précis du modèle aux données, tandis qu'un R^2 proche de 0 indique un ajustement moins précis.

Le RMSE se calcule comme suit :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2} \quad (19)$$

avec

- n : Le nombre d'observations ;
- X_i : Les valeurs observées ; et
- Y_i : Les valeurs calculées.

La racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est une mesure statistique qui évalue la précision des prédictions d'un modèle par rapport aux valeurs réelles observées. En pratique, elle quantifie la dispersion des erreurs entre les valeurs prédites par un modèle et les données réelles. Une valeur de RMSE plus faible indique généralement que les prédictions du modèle sont plus proches des valeurs réelles, ce qui indique une meilleure précision de prédiction.

Le coefficient de Kling-Gupta Efficiency se calcule comme suit :

$$KGE = 1 - \sqrt{(r_{XY} - 1)^2 + \left(\frac{\bar{Y}}{\bar{X}} - 1\right)^2 + \left(\frac{\sigma_Y}{\sigma_X} - 1\right)^2} \quad (20)$$

avec

- r_{XY} : La corrélation de Pearson entre les valeurs mesurées et calculées ;
- $\bar{X}$: La moyenne des valeurs mesurées ;
- $\bar{Y}$: La moyenne des valeurs calculées ;
- σ_X : L'écart-type des valeurs mesurées ; et
- σ_Y : L'écart-type des valeurs calculées.

Le coefficient d'efficacité de Kling-Gupta (KGE) est une mesure qui évalue la performance des modèles hydrologiques en comparant les données observées et simulées. Il intègre des aspects tels que la corrélation, la précision et le biais dans une seule mesure. Le KGE varie entre $-\infty$ et 1, un KGE élevé indique une bonne adéquation entre les données observées et simulées, tandis qu'un KGE faible indique une moins bonne performance du modèle.

3.3.4 Évaluation des modèles hydrologiques considérant les données utilisées

Pour la mesure de la hauteur d'eau, qu'il s'agisse des variations mensuelles ou annuelles, ainsi que des indicateurs statistiques précédemment mentionnés, l'évaluation inclura également la capacité à capturer les valeurs minimales et maximales de la dynamique de la hauteur d'eau, à modéliser les niveaux d'eau élevés, ainsi qu'à analyser la saisonnalité et la synchronicité.

L'erreur sur les variations sera calculée en établissant la différence entre les valeurs observées et modélisées selon l'équation 21 :

$$\epsilon_{\Delta H_t} = \Delta H_{O_t} - \Delta H_{b_t} \quad (21)$$

où l'erreur sur la variation de hauteur est exprimée par $\epsilon_{\Delta H_t}$ en $[mm/temps]$, la variation de hauteur observée ΔH_{O_t} et modélisée ΔH_{b_t} en $[mm/temps]$.

Cette erreur sera finalement comparée à la déviation standard de la variation de hauteur d'eau observée. Elle sera jugée acceptable si elle est plus petite, selon l'équation 22 :

$$\epsilon_{\Delta H_t} < \sigma_{\Delta H_{O_t}} \quad (22)$$

où l'erreur sur la variation de hauteur $\epsilon_{\Delta H_t}$, et la déviation standard de la variation de hauteur observée $\sigma_{\Delta H_{O_t}}$, sont exprimées en $[mm/temps]$.

3.3.5 Contribution des différents flux

Les contributions des différents flux seront réparties en deux catégories distinctes : les flux entrants et les flux sortants. Ainsi, la contribution des précipitations sera évaluée en fonction de la somme des précipitations et des débits des rivières entrantes. Cette approche permettra de mieux appréhender l'influence globale des précipitations sur les apports en eau du système hydrologique étudié, en considérant à la fois les précipitations directes et les contributions des cours d'eau environnants. De manière similaire, cette approche sera appliquée aux variables contribuant aux sorties du bilan hydrologique.

3.4 Effet du changement climatique

3.4.1 Données issues de modèles climatiques

Les données mensuelles issues des modèles du sixième volet du Projet d'Intercomparaison des Modèles Couplés (CMIP6) [108] ont été utilisées. Les expériences historiques du CMIP6 couvrent la période de 1850 à 2014, fournissant une référence pour évaluer les performances des modèles climatiques généraux (GCM) sur le climat passé. Les projections climatiques pour l'avenir suivent les trajectoires combinées des Scénarios Socio-Économiques Partagés (SSP) et des Trajectoires de Concentration Représentatives (RCP), couvrant la période de 2015 à 2100.

A partir du Service du Changement Climatique Copernicus [109] et parmi les 134 modèles du sixième volet du Projet d'Intercomparaison des Modèles Couplés (CMIP6), provenant de 53 centres de modélisation différents, seuls les modèles répertoriés dans la table 10 ont été utilisés pour les scénarii SSP2-4.5 et SSP5-8.5. Ce premier scénario est utilisé comme représentant les conditions actuelles, tandis que SSP5-8.5 est considéré comme le scénario le plus pessimiste afin d'explorer les conséquences les plus graves du changement climatique si les tendances actuelles d'émissions élevées se poursuivent sans actions significatives pour les réduire. La sélection des modèles a été basée sur plusieurs critères : (1) Une résolution spatiale maximale de 100 km par pixel a été exigée. Cette résolution permet de capturer la variabilité spatiale au sein du lac, en tenant compte des variations météorologiques significatives observées d'un endroit à un autre. Deuxièmement, une résolution spatiale plus fine est essentielle pour mieux résoudre les processus se produisant à l'interface eau-atmosphère, tels que l'évaporation. En limitant la taille des pixels, les perturbations des zones côtières et terrestres environnantes sont réduites, permettant ainsi des estimations plus précises de l'évaporation à partir des modèles climatiques. (2) Les modèles sélectionnés devaient respecter la dynamique saisonnière

intra-annuelle des précipitations et de l'évaporation, garantissant ainsi une représentation fidèle de la variation de la hauteur d'eau du lac. Ce critère a été évalué sur une base visuelle.

TABLE 10 – Modèles utilisés pour les projections de précipitations et d'évaporation provenant du CMIP6

Précipitations	Évaporation
AWI-CM-1-1-MR (2018)	CESM2
BCC-CSM2-MR (2017)	EC-Earth3-CC (2019)
CAMS-CSM1-0 (2016)	NorESM2-MM (2017)
CESM2	
CMCC-CM2-SR5 (2016)	
CMCC-ESM2 (2017)	
EC-Earth3-CC (2019)	
FGOALS-f3-L (2017)	
FIO-ESM-2-0 (2018)	
GFDL-ESM4 (2018)	
HadGEM3-GC31-LL (2016)	
INM-CM4-8 (2016)	
INM-CM5-0 (2016)	
CNRM-CM6-1-HR (2017)	
NESM3 (2016)	
NorESM2-MM (2017)	
TaiESM1 (2018)	

En utilisant le shapefile OpenStreetMap représentant les contours du lac, les précipitations et l'évaporation ont été extraites pour chaque modèle pour les périodes de contrôle (1992-2014) et future (2015-2099) selon les équations 23, 24 :

$$P_t = \frac{(\sum_{i=1}^n Pr_i) \times 86400 \times J}{n} \quad (23)$$

$$E_t = \frac{(\sum_{i=1}^n Ev_i) \times 86400 \times J}{n} \quad (24)$$

où :

- n représente le nombre de pixels dans la région d'intérêt et i le i ème pixel ;
- Pr_i est le flux de hauteur d'eau équivalent mensuel de précipitations de chaque pixel en $[mm/s]$;
- Ev_i est le flux de hauteur d'eau équivalent mensuel d'évaporation de chaque pixel en $[mm/s]$;
- P_t est la hauteur d'eau équivalente mensuelle moyenne de précipitations en $[mm]$;
- E_t est la hauteur d'eau équivalente mensuelle moyenne d'évaporation en $[mm]$;
- 86400 est le nombre de secondes dans une journée ; et
- J est le nombre de jours dans chaque mois

3.4.2 Correction des biais

La correction des biais consiste à corriger les erreurs systématiques, ou biais, présentes dans les données produites par les modèles climatiques globaux et régionaux (GCM, RCM). Ces erreurs peuvent être

causées par divers facteurs, tels que la résolution spatiale limitée, les processus thermodynamiques simplifiés, ou une compréhension incomplète du système climatique mondial.

L'idée sous-jacente est l'identification des éventuels biais entre les variables climatiques observées et simulées, ce qui constitue la base pour corriger à la fois les simulations de contrôle et les simulations de scénario des GCM. Les générateurs de biais sont supposés être stationnaires, c'est-à-dire que l'algorithme de correction et sa paramétrisation pour les conditions climatiques actuelles sont également valables pour les conditions futures.

La méthode de correction des biais adoptée est la mise à l'échelle linéaire, fondée sur l'approche décrite par Teutschbein et al.(2012) [110]. Les équations 25 et 26 illustrent cette méthode appliquée aux précipitations, tandis que la même approche a été utilisée pour l'évaporation :

$$P_{mod,contr}^*(m) = P_{mod,contr}(m) \frac{\mu(P_{obs, contr}(m))}{\mu(P_{mod, contr}(m))} \quad (25)$$

$$P_{mod,fut}^*(m) = P_{mod,fut}(m) \frac{\mu(P_{obs, contr}(m))}{\mu(P_{mod, contr}(m))} \quad (26)$$

où $P(m)$ et $P^*(m)$ sont les hauteurs d'eau équivalentes des précipitations mensuelles moyennes pour chaque mois (m) en $[mm]$ avant et après corrections des biais, respectivement. Les indices *obs* et *mod* représentent les valeurs observées et modélisées, alors que *contr* et *fut* désignent les périodes de contrôle (1992-2014) et future (2015-2099) et μ la moyenne.

3.4.3 Bilan hydrologique futur

Un bilan mensuel et annuel a été réalisé en utilisant les mêmes équations 10 et 13. Bien que seules les projections climatiques des précipitations et de l'évaporation soient disponibles, l'estimation des flux totaux entrants et sortants du lac a été effectuée en se basant sur la connaissance préalable de la contribution relative mensuelle médianes des différents flux. Ces flux ont été calculés selon les équations 27 et 28. Cela implique que le débit des rivières affluentes reste proportionnel aux précipitations au fil du temps, tout comme le débit de la rivière Lukuga par rapport à l'évaporation.

$$Q_{in,t} = \frac{P_t}{F_{p,m}} \quad (27)$$

$$Q_{out,t} = \frac{E_t}{F_{e,m}} \quad (28)$$

où $Q_{in,t}$ est le débit agrégé des trois rivières majeures entrantes au lac, $Q_{out,t}$ le débit de la rivière sortante du lac, P_t les précipitations mensuelles moyennes et E_t l'évaporation mensuelle moyenne tous exprimés en hauteur d'eau équivalente $[mm]$. $F_{p,m}$ et $F_{e,m}$ sont les facteurs mensuels spécifique au mois m de l'année pour les contributions relatives médianes des précipitations et évaporation respectivement calculés selon les équations 29 et 30.

$$F_{p,m} = \frac{P_m}{P_m + Q_{in,m}} \quad (29)$$

$$F_{e,m} = \frac{E_m}{E_m + Q_{out,m}} \quad (30)$$

où P_m , E_m , $Q_{in,m}$, $Q_{out,m}$ représentent respectivement les médianes des hauteurs d'eau équivalentes moyennes mensuelles des précipitations, de l'évaporation sur le lac, des débits agrégés entrants au lac, et du débit sortant du lac, toutes exprimées en $[mm]$ pour le mois m .

3.4.4 Analyse des données de projection climatique : statistiques descriptives et tendances

Toutes les projections de précipitations et d'évaporation provenant des différents modèles ont été corrigées à l'aide des données PERSIANN-CDR et ERA5 pour les précipitations, et GLEV pour l'évaporation. Des statistiques ont ensuite été établies sur les sommes annuelles moyennes, incluant la moyenne, les écarts-types, ainsi que les valeurs minimales et maximales, pour trois périodes distinctes : 2015-2039, 2040-2069, et 2070-2099, selon deux scénarios différents. Enfin, le test de Mann-Kendall a été appliqué sur les médianes des sommes annuelles moyennes de ces flux projetés corrigés afin de détecter toute tendance significative dans ces flux pour le futur.

3.4.5 Évaluation de l'évolution future du niveau d'eau

L'évaluation du niveau d'eau futur sera réalisée sous deux scénarios climatiques différents : SSP2-4.5 et SSP5-8.5. La tendance de la trajectoire de la médiane de cette variable pour toutes les combinaisons des projections (P-E) des modèles pour le même scénario sera analysée. En outre, un test de Mann-Kendall sera effectué sur les valeurs des hauteurs d'eau mensuelles pour chaque mois de mai de l'année hydrologique, ce mois étant caractérisé par le niveau d'eau le plus élevé et enregistrant le plus grand nombre d'inondations. L'objectif est d'identifier l'intensité future des inondations dues aux montées des eaux du lac.

4 Résultats

4.1 Analyse des données observées

4.1.1 Statistiques descriptives et tendance

4.1.1.1 Hauteur d'eau

Sur base de la figure 17, une forte augmentation du niveau d'eau est immédiatement observée pendant l'année 1998. Cette observation n'est pas surprenante étant donné les inondations enregistrées dans la région à cette époque. Cependant, une diminution progressive est constatée à la fin des années 90 jusqu'en 2006. Cette tendance est brisée en 2006, marquant le début d'une augmentation continue du niveau d'eau, qui s'intensifie particulièrement au début des années 2020.

Suite au test de Mann-Kendall saisonnier affichant une p-valeur de $1E-6$, une tendance significative se dégage de la série temporelle de la hauteur d'eau mensuelle. Cette tendance est positive, avec une augmentation de 16.96 mm par an (voir Figure 17).

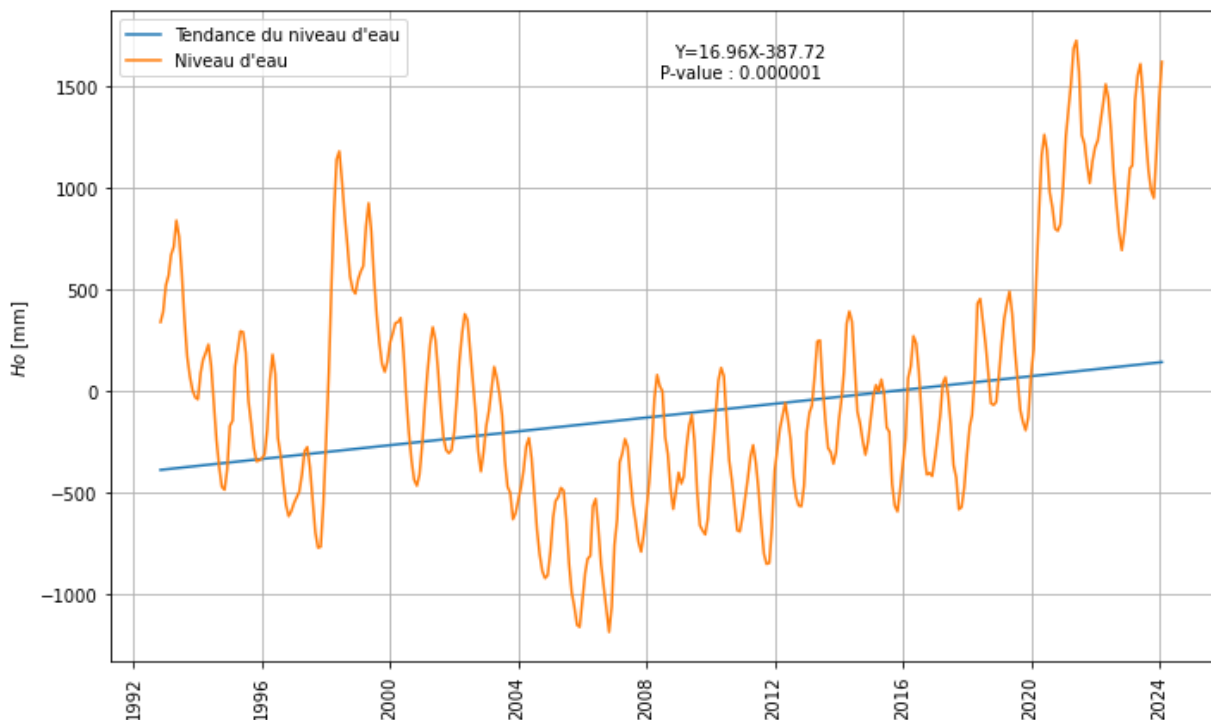


FIGURE 17 – Évolution de la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) du lac Tanganyika par rapport à la hauteur d'eau moyenne observée pour la période de 1992 à 2024 avec la tendance identifiée par le test de Mann-Kendall saisonnier (Hydroweb).

La saisonnalité annuelle (Figure 18), montre des niveaux d'eau les plus hauts enregistrés en mai et les plus bas en novembre, avec une différence maximale inter-annuelle des médianes de 68,2 cm.

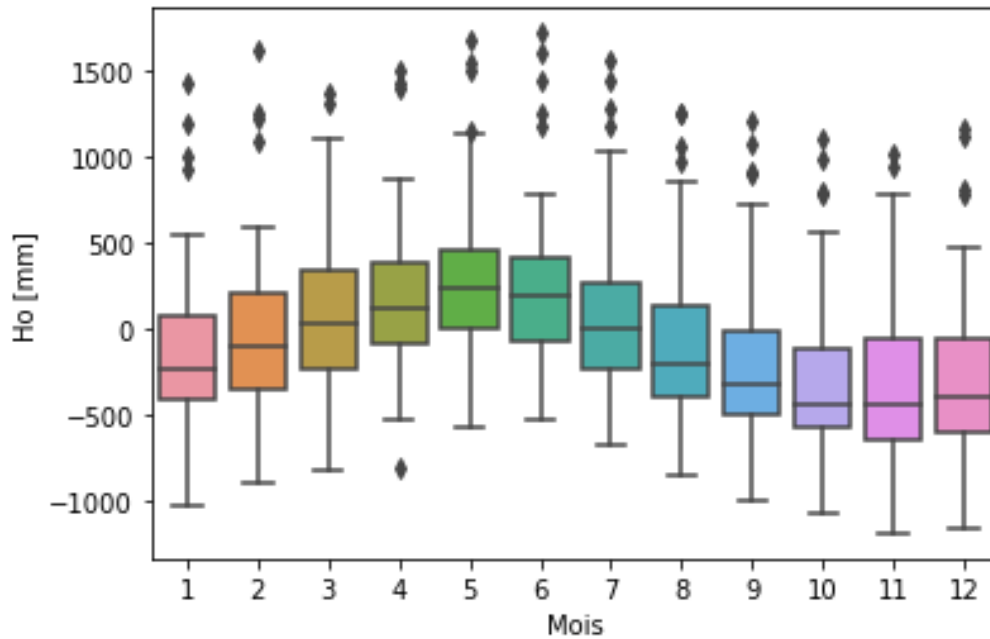


FIGURE 18 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de hauteur d’eau observée (H_o) par rapport à la moyenne observée pour la période de 1992 à 2024 (Hydroweb).

La variabilité interannuelle mensuelle par rapport à la moyenne des observations reste relativement constante tout au long de l’année. Les écarts-types varient de 526 mm en mars à 603 mm en juin (Table 11).

TABLE 11 – Déviation standard (Std (mm)) et moyenne (μ (mm)) de la hauteur d’eau mensuelle observée par rapport à la moyenne observée pour la période de 1992 à 2024 (Hydroweb).

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
Std	584	594	526	563	5867	603	603	587	591	578	579	585
μ	-92	22	97	229	338	298	144	-41	-173	-270	-299	-234

4.1.1.2 Précipitation

Les sommes annuelles des précipitations moyennes sur le lac diffèrent fortement entre les produits pouvant varier d’un facteur deux. Des dynamiques similaires semblent tout de même apparaître entre les produits. Un pic de précipitations est observé à la fin de l’année 1997, suivi d’une succession de maxima et minima annuels de 2000 à 2007. Tous ces produits seront considérés pour déterminer celui qui est le plus fidèle aux précipitations régionales et permet de reconstruire au mieux le bilan hydrologique du lac (Figure 19).

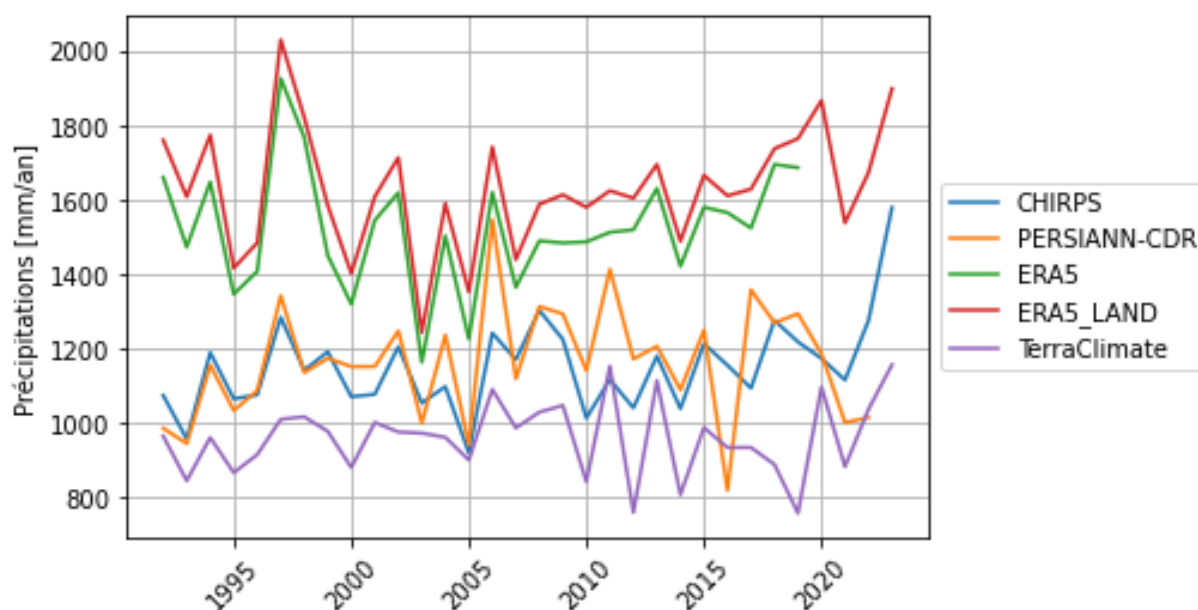


FIGURE 19 – Somme annuelle des précipitations moyennes sur le lac de l'ensemble des produits de précipitations utilisés.

ERA5-Land est le produit qui estime les sommes annuelles de précipitations moyennes les plus élevées, tandis que TerraClimate enregistre les plus faibles, pour la période commune de 1992 à 2018. CHIRPS et TerraClimate présentent une variabilité interannuelle plus faible que les trois autres produits, comme l'indiquent les écarts types des sommes annuelles. De plus, le test de Mann-Kendall appliqué sur les sommes annuelles ne détecte aucune tendance significative. (Table 12).

TABLE 12 – Statistiques des sommes annuelles des précipitations moyennes sur le lac et résultats du test de Mann-Kendall pour tous les produits de précipitations utilisés (1992-2018).

Produit de précipitations	Moyenne des sommes annuelles (mm/an)	Déviatiion standard des sommes annuelles (mm/an)	P-valeur du test Mann-Kendall
CHIRPS	1128	98	0.359
Persiann-CDR	1169	159	0.061
ERA5	1516	160	0.559
ERA5-Land	1606	160	0.803
TerraClimate	956	91	0.770

Lorsque l'on examine la saisonnalité annuelle des précipitations moyennes sur le lac telle que donnée par le produit ERA5, on observe une saison sèche de juin à septembre et une saison des pluies qui s'étend de novembre à avril avec les mois de mai et octobre comme mois de transition entre les deux saisons. Bien que la saison des pluies présente deux pics, avec les précipitations les plus élevées en décembre et en mars, on remarque des précipitations légèrement plus faibles pendant les mois de janvier et février (Figure 20). La même figure est donnée pour les autres produits de précipitations en Annexe.

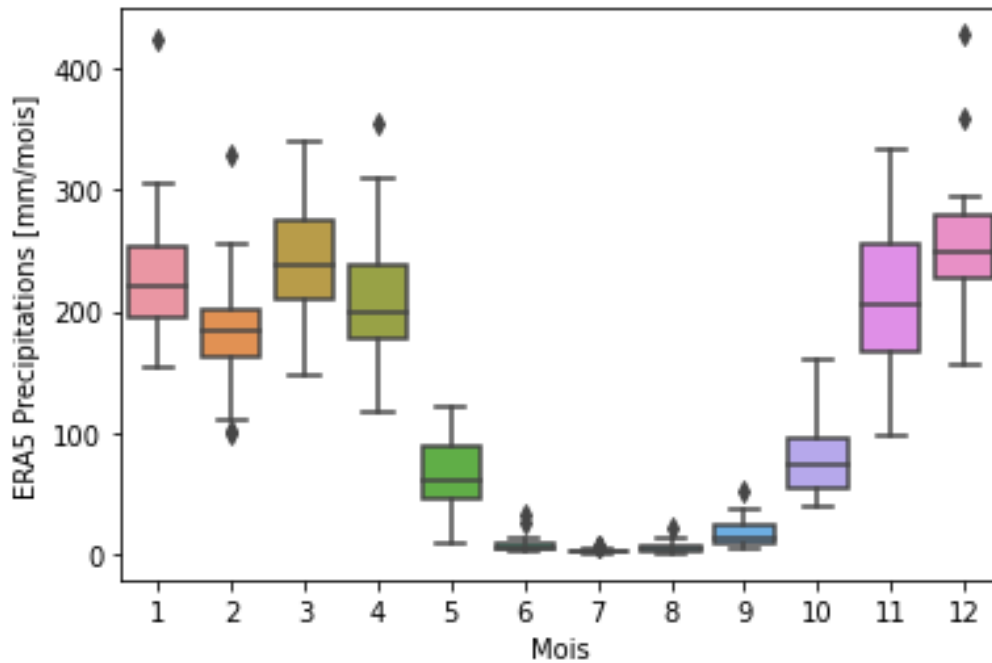


FIGURE 20 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de précipitations moyennes sur le lac sur base du produit ERA5 (1992 - 2018).

La saison des pluies est caractérisée par une grande variabilité des précipitations, comme le montrent les écarts-types élevés (52 à 63 mm/mois). En revanche, la période sèche présente une variabilité très faible (écarts types entre 1 et 12 mm/mois), avec des précipitations généralement faibles et constantes. Les mois de transition (mai et octobre) montrent une variabilité modérée, situant leur variabilité entre celle des saisons des pluies et des périodes sèches.

4.1.1.3 *Evaporation*

Parmi les deux produits étudiés, les sommes annuelles d'évaporation moyenne sur le lac fournies par ERA5-Land et GLEV présentent une dynamique similaire, avec des minima et maxima survenant simultanément (Figure 21). En examinant chaque produit individuellement, on constate que les sommes annuelles moyennes de l'évaporation sont relativement constante au fil du temps, comme en témoigne un écart-type compris entre 25 et 27 mm/an. La moyenne des sommes annuelles moyennes est supérieure de 104 mm/an pour le produit GLEV par rapport à ERA5-Land. De plus, le test de Mann-Kendall appliqué sur les sommes annuelles moyennes ne détecte aucune tendance significative (Table 13).

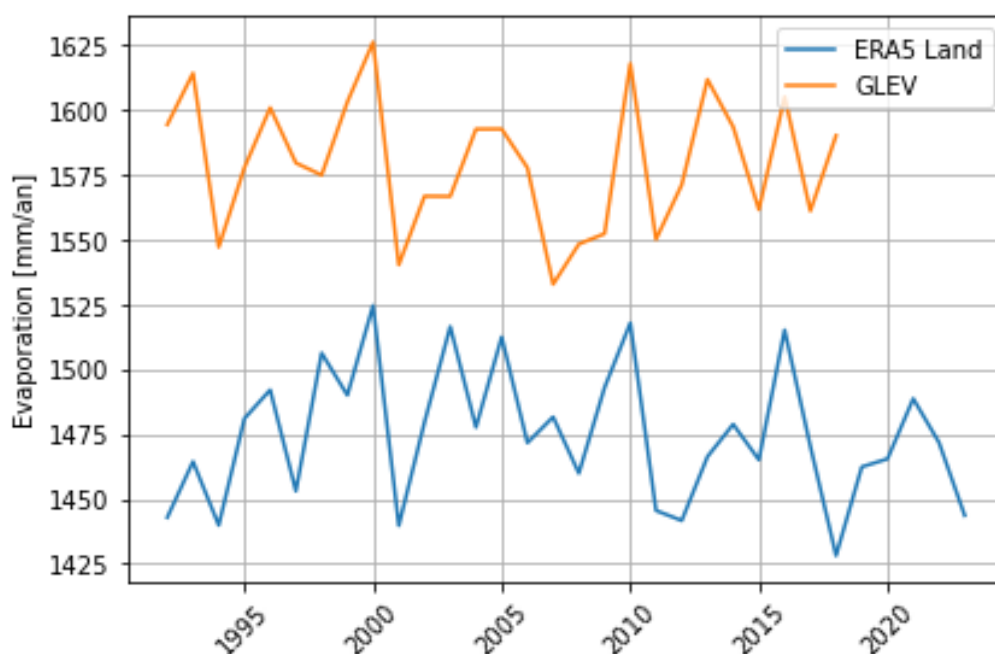


FIGURE 21 – Somme annuelle de l'évaporation moyenne sur le lac de l'ensemble des produits d'évaporation utilisés.

TABLE 13 – Statistiques des sommes annuelles d'évaporation moyenne sur le lac et résultats du test de Mann-Kendall pour tous les produits d'évaporation utilisés (1992-2018).

Produit d'évaporation	Moyenne des sommes annuelles (mm/an)	Déviations standard des sommes annuelles (mm/an)	P-valeur du test Mann-Kendall
GLEV	1580	25	0.588
ERA5-Land	1476	27	0.868

Au fil d'une année, un schéma distinct émerge, avec un pic d'évaporation se produisant généralement en juillet, tandis que les niveaux les plus bas sont atteints pendant la période allant de décembre à février (Figure 22).

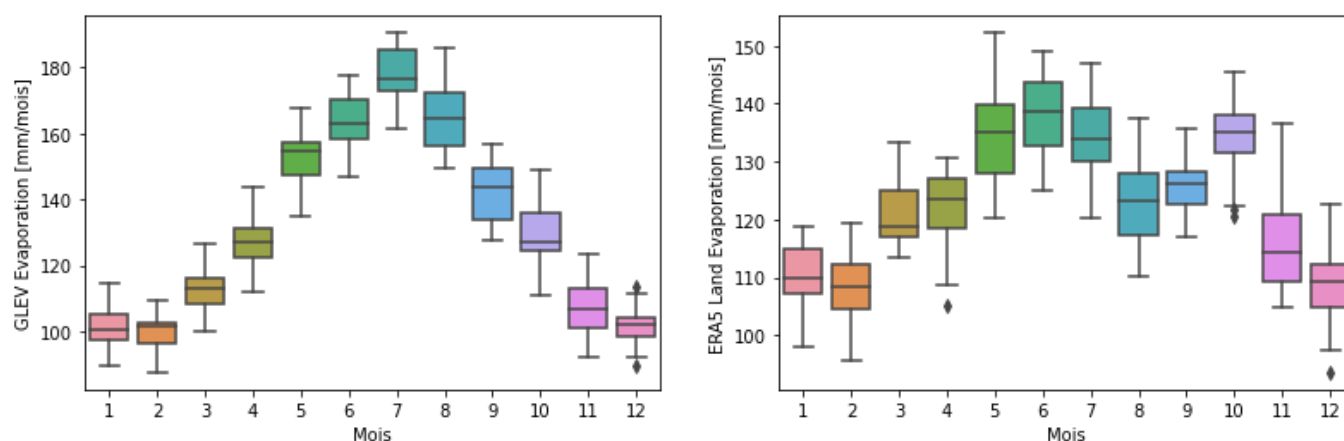


FIGURE 22 – Boîtes à moustaches des données mensuelles d'évaporation moyenne sur le lac sur base des produits GLEV et ERA5-Land (1992 - 2018)

La variabilité mensuelle de l'évaporation, que ce soit pour le produit GLEV ou ERA5-Land, montre une faible et constante dispersion, caractérisée par des écarts-types mensuels compris entre 5 et 10 mm/mois tout au long de l'année. Bien que les deux produits présentent une variabilité similaire, les valeurs mensuelles observées pour le produit GLEV sont légèrement supérieures.

Lorsqu'on examine les variables influençant l'évaporation, il apparaît que l'humidité relative moyenne de l'air sur l'ensemble du lac suit une tendance décroissante en début d'année, atteignant un minimum pendant les mois de juillet, août et septembre, avant de remonter progressivement vers la fin de l'année. La température moyenne de l'air à 2 mètres, quant à elle, augmente en début d'année pour atteindre un maximum d'environ 25°C en mai, puis diminue en fin d'année. Concernant la vitesse des vents, en considérant les valeurs absolues pour toutes les directions, il est observé que les vents sont les plus forts de mars à septembre, avec un pic en milieu d'année. Ces observations sont cohérentes avec les données d'évaporation moyenne mensuelle fournies par GLEV et ERA5 Land (voir Tableau 14). En effet, l'évaporation présente une corrélation positive avec la vitesse des vents, les températures élevées et une faible humidité relative.

TABLE 14 – Statistiques des moyennes spatiales mensuelles : Moyenne (μ) et écart-type (σ) pour l'humidité relative (HR), le rayonnement incident (R), la température à 2 mètres (T), ainsi que la vitesse du vent dans les directions Est et Nord (V_E et V_N) obtenues à partir du produit ERA5 Land pour la période 1992-2018.

Variable		Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
Hr (%)	μ	77	75	76	75	67	60	58	57	57	64	74	77
	σ	1	2	1	2	2	1	1	2	2	3	3	2
R (W/m²)	μ	222	231	224	220	231	233	242	257	270	255	220	211
	σ	12	12	10	13	10	8	5	10	8	13	15	10
T (°C)	μ	24.3	24.8	24.7	24.5	25.0	24.5	24.0	24.9	26.0	25.9	24.7	24.2
	σ	0.4	0.5	0.5	0.4	0.3	0.4	0.4	0.3	0.4	0.5	0.5	0.4
V_E (m/s)	μ	0.14	0.01	-0.33	-0.75	-0.73	-0.83	-0.84	-0.49	-0.03	0.39	0.31	0.09
	σ	0.17	0.20	0.15	0.15	0.10	0.13	0.12	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17
V_N (m/s)	μ	-0.05	0.17	0.46	0.91	1.12	1.54	1.70	1.00	0.30	-0.13	-0.13	-0.01
	σ	0.26	0.33	0.22	0.22	0.29	0.29	0.24	0.34	0.27	0.22	0.18	0.23

4.1.1.4 Débits des rivières

Lors de la comparaison des débits des différentes rivières se déversant dans le lac, il est observé que la rivière Malagarasi transporte le plus grand volume d'eau, suivie par les rivières Lufubu et Rusizi. La rivière Lukuga, qui sert d'exutoire du lac, présente un débit similaire à celui de la rivière Rusizi. Un pic maximum des débits de toutes les rivières est observable en 1998 (Figure 23). Les rivières Rusizi et Lukuga montrent la plus faible variabilité interannuelle, avec des écarts types respectifs de 7 mm/an et 9 mm/an. Le test de Mann-Kendall révèle une tendance positive significative uniquement pour le débit de la rivière Malagarasi, avec une p-valeur de 0.037. Cette tendance correspond à une augmentation du débit de 1.4 mm/an (Table 15).

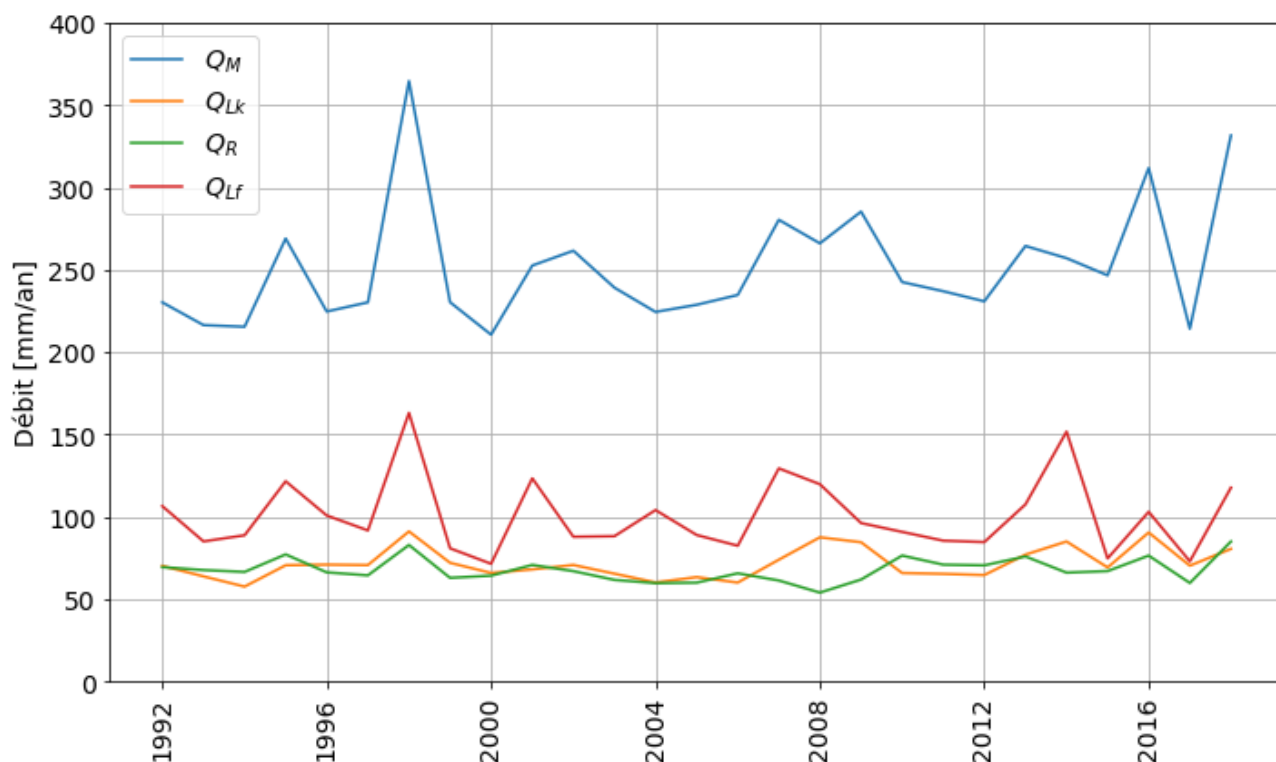


FIGURE 23 – Sommes annuelles des débits des rivières majeures au lac Tanganyika converties en hauteur d'eau équivalente sur le lac (1992-2018). Avec Q_R , Q_M , Q_{Lf} , Q_{Lk} les débits des rivières Rusizi, Malagarasi, Lufubu et Lukuga respectivement.

TABLE 15 – Statistiques des sommes annuelles des débits des rivières majeures convertis en hauteur d'eau équivalente sur le lac Tanganyika avec les résultats du test de Mann-Kendall (1992-2018).

Rivière	Moyenne des sommes annuelles (mm/an)	Débit moyen (m^3/s)	Déviations standard des sommes annuelles (mm/an)	P-valeur du test Mann-Kendall	Pente (mm/an)
Rusizi	68	70	7	0.967	-
Malagarasi	252	261	37	0.037	1.4
Lufubu	101	105	23	0.803	-
Lukuga	72	74	9	0.196	-

Les débits mensuels maximaux sont observés de janvier à mai et les minima mensuels de juillet à octobre pour les rivières Rusizi et Malagarasi se déversant dans le lac (Figure 24). La rivière Lufubu présente les débits les plus élevés de décembre à avril, avec des minima de mai à novembre. En revanche, la variation saisonnière du débit de l'exutoire du lac semble étroitement correspondre à celle du niveau d'eau (Figure 18). Les débits maximaux sont observés en mai, tandis que les débits minimaux sont enregistrés en octobre et novembre (Figure 24).

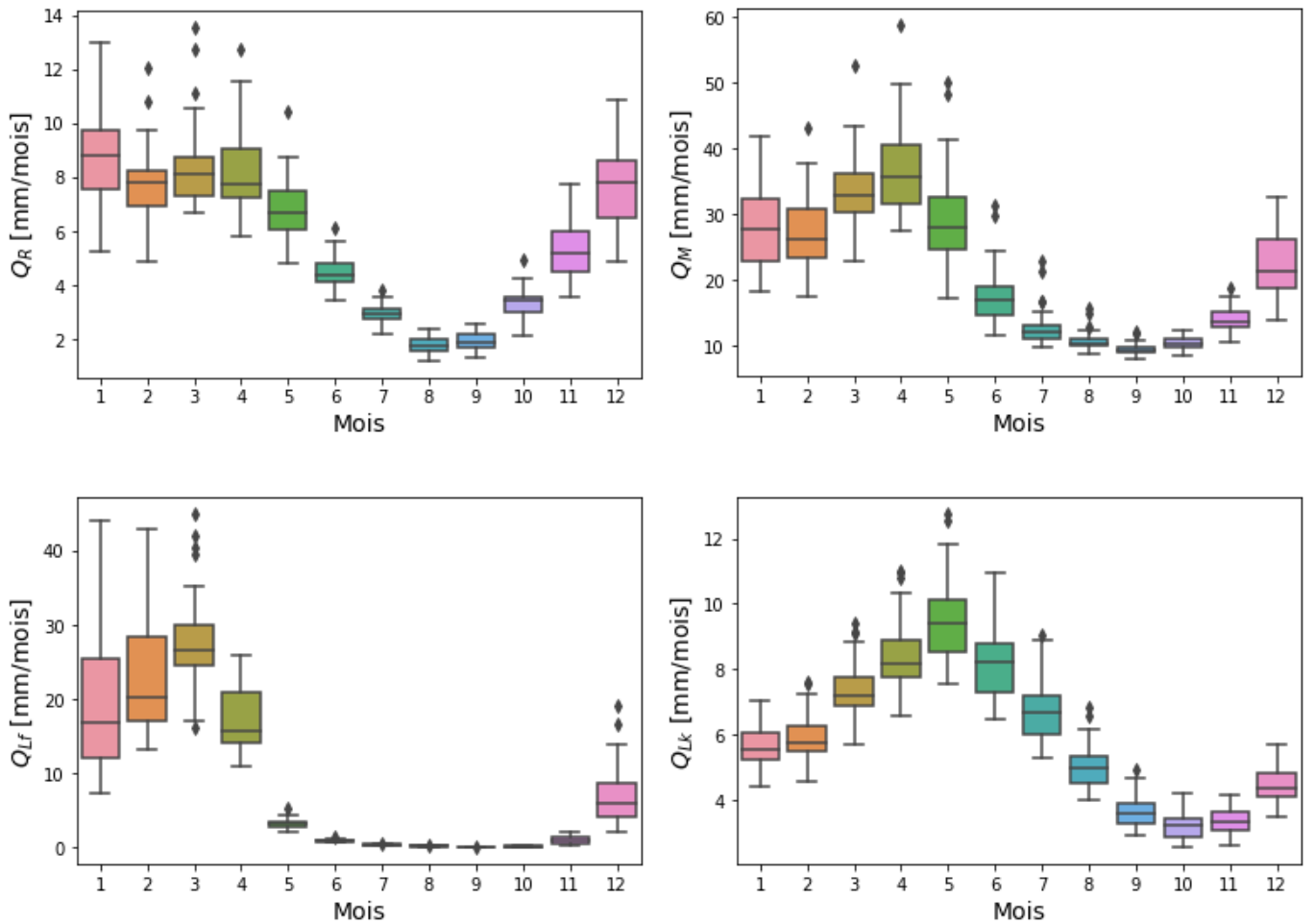


FIGURE 24 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de débits des rivières majeures (1992 - 2018). Avec Q_R , Q_M , Q_{Lf} , Q_{Lk} les débits des rivières Rusizi, Malagarasi, Lufubu et Lukuga respectivement.

Les rivières Malagarasi et Lufubu montrent une variabilité beaucoup plus importante de leurs débits mensuels, surtout en début d'année, par rapport aux rivières Rusizi et Lukuga, qui ont une variabilité plus faible et constante. La déviation standard pour la rivière Rusizi est toujours inférieure à 2 mm/mois, indiquant une faible variabilité mais constante tout au long de l'année. Cela suggère que les débits mensuels de la Rusizi restent stables avec de légères fluctuations. En revanche, la rivière Malagarasi présente une variabilité plus élevée, particulièrement durant la saison des pluies, avec une déviation standard maximale de 8 mm/mois en mai et minimale de 1 mm/mois en septembre. La rivière Lufubu suit un schéma similaire, avec une déviation standard atteignant 10 mm/mois en janvier et diminuant jusqu'à près de 0 mm/mois en septembre. Enfin, la rivière Lukuga montre une variabilité relativement faible tout au long de l'année, avec une déviation standard ne dépassant pas 2 mm/mois, indiquant que ses débits sont moins influencés par les variations saisonnières comparativement aux autres rivières.

4.1.2 Relation entre les précipitations et les débits en entrée et entre la hauteur d'eau et le débit en sortie

Les débits des rivières affluentes au lac montrent des coefficients de détermination (R^2) positifs avec les précipitations moyennes sur le lac (Figure 25). La Table 16 indique que les coefficients de détermination (R^2) mensuels sont plus élevés pour les données ERA5 que pour PERSIANN-CDR. Pour les données ERA5, le débit de la rivière Rusizi présente le R^2 le plus élevé, avec une valeur de 0,61. De plus, les p-valeurs de toutes les droites de régression étant inférieures à 0,05 indiquent que les pentes sont statistiquement significatives et différentes de zéro.

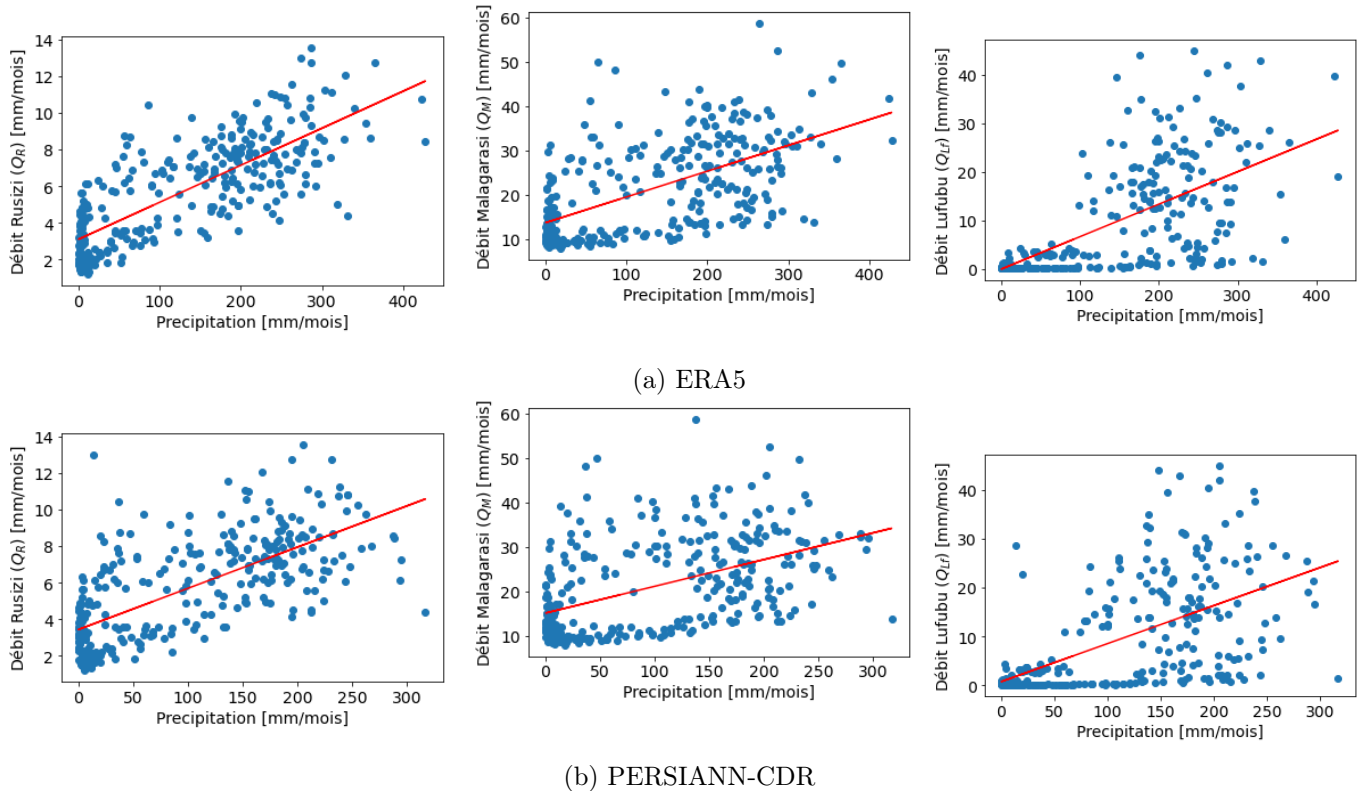


FIGURE 25 – Relation linéaire entre les précipitations mensuelles moyennes sur le lac (ERA5 et Persiann-CDR) et le débit mensuel des rivières entrantes converti en hauteur d'eau équivalente (1992-2018).

TABLE 16 – Tableau des coefficients de détermination (R^2), des pentes, des intercepts et des p-valeurs des pentes des relations linéaires entre le débit mensuel des rivières entrantes converti en hauteur d'eau équivalente et les précipitations mensuelles moyennes sur le lac avec les produits ERA5 et PERSIANN-CDR (1992-2018).

Source	Rivière	R^2	Pente (mm/mm)	Intercept (mm/mois)	P-valeur
ERA5	Rusizi	0.61	0.02	3.1	<0.05
	Malagarasi	0.36	0.06	13.64	<0.05
	Lufubu	0.44	0.07	-0.06	<0.05
Persiann-CDR	Rusizi	0.47	0.02	3.44	<0.05
	Malagarasi	0.24	0.06	15.1	<0.05
	Lufubu	0.37	0.08	0.76	<0.05

Comme mentionné dans la section précédente, le débit de la rivière Lukuga et la hauteur d'eau du

lac sont étroitement liés et présentent une corrélation positive. Cette relation est mise en évidence par la figure 26 qui expose un (R^2) entre ces deux variables de 0.32 mensuellement et 0.34 en ce qui concerne la variation annuelle de hauteur d'eau. Enfin, les p-valeurs indiquent encore que les pentes sont statistiquement significatives et différentes de zéro.

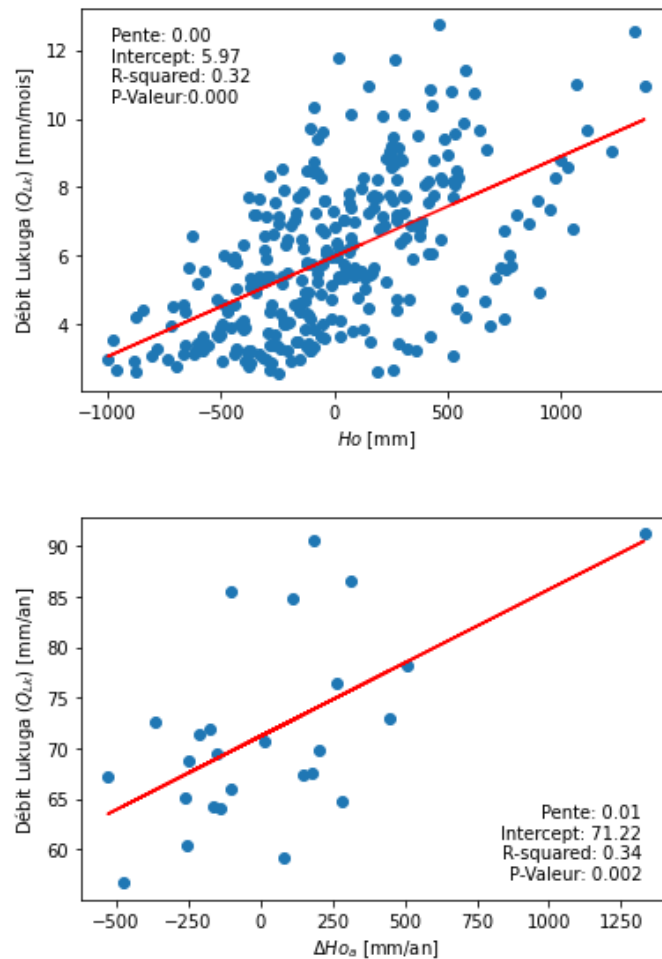


FIGURE 26 – Relation linéaire entre la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) par rapport à la hauteur d'eau moyenne observée et la variation de la hauteur d'eau annuelle avec le débit mensuel et annuel de la rivière Lukuga (1992-2018).

4.2 Bilan hydrologique

4.2.1 Comparaison et sélection des données pertinentes pour le lac

La table 17 présente les résultats des relations linéaires entre les hauteurs d'eau observées et modélisées, réinitialisées à 0 au début de chaque année hydrologique. Elle inclut également les variations mensuelles et annuelles des hauteurs d'eau, en se basant sur toutes les combinaisons possibles de produits de précipitation et d'évaporation. Les graphes correspondant à ces relations linéaires sont fournis en annexe.

TABLE 17 – Résultats de l'analyse des régressions linéaires de toutes les combinaisons de produits (P-E), portant sur les hauteurs d'eau réinitialisée à 0 chaque mois de novembre (H), les variations mensuelles (ΔH_m) et annuelles (ΔH_a) de hauteur d'eau (1992-2018).

Produit	Variable	R^2	RMSE	KGE	Pente	Intercept	P-valeur
CHIRPS-GLEV	H (mm)	0.73	197.05	0.67	1.2	-31.66	<0.05
	ΔH_m (mm/mois)	0.82	59.44	-1.44	0.98	6.78	<0.05
	ΔH_a (mm/an)	0.68	259.25	-4.62	1.71	160.75	<0.05
PERSIANN-GLEV	H	0.72	197.17	0.69	1.15	-55.07	<0.05
	ΔH_m	0.80	62.98	-0.26	0.95	3.48	<0.05
	ΔH_a	0.65	249.98	-1.56	1.66	75.44	<0.05
ERA5-GLEV	H	0.80	278.56	0.26	0.88	-161.83	<0.05
	ΔH_m	0.84	67.76	-8.26	0.82	-20.78	<0.05
	ΔH_a	0.82	342.17	-17.98	1.23	-364.00	<0.05
ERA5 Land-GLEV	H	0.76	332.74	0.08	0.84	-184.85	<0.05
	ΔH_m	0.83	74.12	-10.82	0.79	-25.71	<0.05
	ΔH_a	0.81	426.92	-23.76	1.31	-503.06	<0.05
TerraClimate-GLEV	H	0.64	256.94	0.43	1.19	95.36	<0.05
	ΔH_m	0.79	67.66	-6.38	1.06	21.74	<0.05
	ΔH_a	0.56	370.02	-15.28	1.67	436.44	<0.05
CHIRPS-ERA5 Land	H	0.77	195.2	0.62	1.35	-81.59	<0.05
	ΔH_m	0.81	61.55	-0.05	1.13	-3.65	<0.05
	ΔH_a	0.71	240.83	0.00	1.78	-10.94	<0.05
PERSIANN-ERA5 Land	H	0.75	195.5	0.64	1.29	-105.13	<0.05
	ΔH_m	0.79	64.31	-1.22	1.09	-7.00	<0.05
	ΔH_a	0.69	250.15	-2.96	1.75	-95.97	<0.05
ERA5-ERA5 Land	H	0.76	292.64	0.24	0.88	-163.87	<0.05
	ΔH_m	0.83	68.16	-11.72	0.91	-32.46	<0.05
	ΔH_a	0.79	435.40	-24.41	1.19	-471.97	<0.05
ERA5 Land-ERA5 Land	H	0.71	347.04	0.06	0.83	-181.57	<0.05
	ΔH_m	0.82	74.34	-14.29	0.88	-37.54	<0.05
	ΔH_a	0.78	522.39	-30.18	1.26	-611.44	<0.05
TerraClimate-ERA5 Land	H	0.72	247.97	0.40	1.45	43.01	<0.05
	ΔH_m	0.78	70.27	-2.93	1.23	12.91	<0.05
	ΔH_a	0.60	305.85	-8.86	1.78	286.83	<0.05

4.2.1.1 Hauteur d'eau

En ce qui concerne les hauteurs d'eau mensuelles, réinitialisées à zéro chaque mois de novembre, la combinaison avec le jeu de données d'évaporation GLEV s'avère systématiquement la plus performante pour tous les produits de précipitation, en comparaison avec le jeu de données ERA5-Land, selon l'indicateur KGE. La combinaison PERSIANN-GLEV performe le mieux selon l'indicateur KGE (0,69). La combinaison ERA5-GLEV se distingue des autres en termes de coefficient de détermination ($R^2 = 0,80$). Contrairement aux autres combinaisons qui sous-estiment le niveau d'eau pendant les périodes de hauteurs fortement positives, les combinaisons ERA5-GLEV et ERA5-Land-GLEV reproduisent bien ces niveaux élevés, mais surestiment constamment le niveau d'eau lors des périodes de niveaux plus bas. Entre ces deux combinaisons, la combinaison avec le produit de précipitation ERA5 performe le mieux du point de vue du R^2 , RMSE mais aussi du KGE. Par ailleurs, les mois enregistrant les niveaux d'eau les plus élevés sont de mai à juin et les plus faibles en octobre (Figure 27).

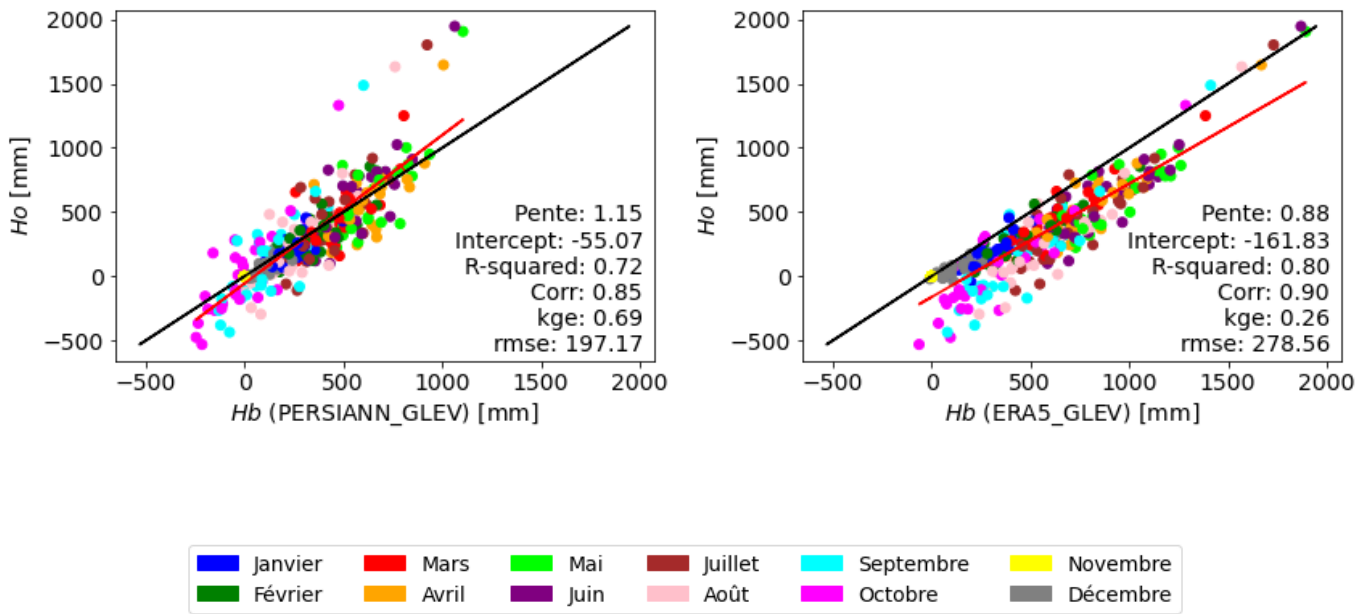


FIGURE 27 – Relation entre la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) et modélisée (H_b) réinitialisée à 0 à chaque mois de novembre, pour les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 :1 (H_o), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (H_o) et (H_b).

4.2.1.2 Variation mensuelle de la hauteur d'eau

Concernant la variation mensuelle de la hauteur d'eau (Eq. 12), toutes les combinaisons de produits montrent des valeurs négatives de KGE, bien que les combinaisons PERSIANN-GLEV et CHIRPS-ERA5 Land soient les plus proches de 1 (Table 17). La combinaison ERA5-GLEV est la plus performante en termes de coefficient de détermination, avec une valeur de 0,84, bien que toutes les combinaisons varient entre 0,78 et 0,84. Les valeurs les plus faibles de RMSE sont associées aux combinaisons CHIRPS-GLEV, CHIRPS-ERA5 Land et PERSIANN-GLEV, avec des valeurs

respectives de 59 mm/mois, 62 mm/mois et 63 mm/mois. Les combinaisons utilisant les produits ERA5 et ERA5-Land ont tendance à surestimer les variations positives de hauteur d'eau par rapport aux valeurs observées. Enfin, les mois de décembre à avril montrent des variations mensuelles positives, tandis que les mois de mai à juillet présentent des variations négatives (Figure 28).

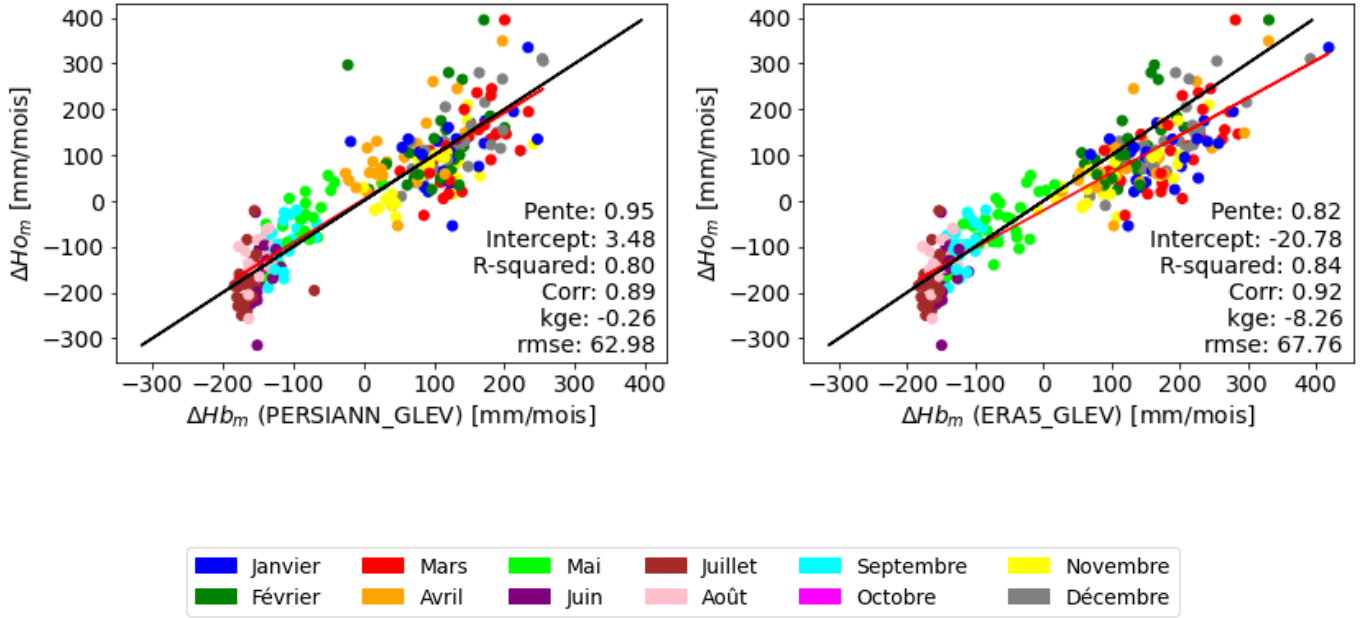


FIGURE 28 – Relation entre la variation de hauteur d'eau mensuelle observée (ΔH_{o_m}) et modélisée (ΔH_{b_m}) par année hydrologique, pour les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 :1 (ΔH_{o_m}), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (ΔH_{o_m}) et (ΔH_{b_m}).

4.2.1.3 Variation annuelle de la hauteur d'eau

Pour ce qui est des variations annuelles des hauteurs d'eau (Eq. 13), les combinaisons CHIRPS-ERA5 Land et PERSIANN-GLEV présentent les meilleurs KGE, bien que ces valeurs soient nulles et négatives (-1,56), respectivement. Elles affichent également les valeurs RMSE les plus faibles, avec 241 mm/an pour CHIRPS-ERA5 Land et 250 mm/an pour PERSIANN-GLEV. La combinaison ERA5-GLEV est la plus performante en termes de coefficient de détermination (R^2), avec une valeur de 0,82, suivie par ERA5 Land-GLEV avec une valeur de 0,81. Il convient de noter que ces deux dernières combinaisons surestiment constamment les variations annuelles de hauteur d'eau, l'excès étant particulièrement marqué pour les variations proches de 0 mm/an (Figure 29).

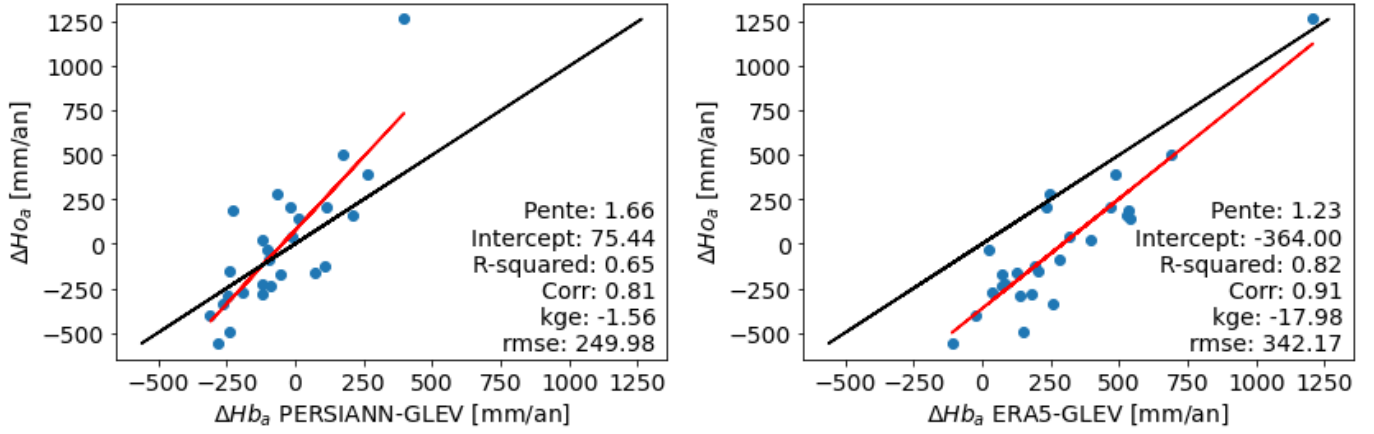


FIGURE 29 – Relation entre la variation de hauteur d’eau annuelle observée (ΔH_{o_a}) et modélisée (ΔH_{b_a}) par année hydrologique, pour les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 :1 (ΔH_{o_a}), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (ΔH_{o_a}) et (ΔH_{b_a}).

Sur une base mensuelle, la combinaison PERSIANN-GLEV reproduit au mieux la dynamique de la hauteur d’eau. Toutefois, sur une base annuelle, le KGE est nul ou négatif, ce qui indique une performance insatisfaisante, malgré des coefficients de détermination supérieurs à 0,56 pour toutes les combinaisons. Cette faiblesse du KGE peut être due à un RMSE élevé ou à un biais systématique. Bien que le produit CHIRPS montre une légère meilleure performance annuelle, la combinaison PERSIANN-GLEV est retenue pour sa simplicité, offrant une solution unique pour les analyses mensuelles et annuelles du niveau d’eau.

4.2.1.4 Hauteurs d’eau élevées

Concernant les hauteurs d’eau élevées, seules les combinaisons intégrant les produits de précipitation ERA5 et ERA5-Land capturent efficacement ces événements. Entre ces deux produits, ERA5 montre une performance globale supérieure à ERA5-Land en ce qui concerne les précipitations et les combinaisons avec le produit d’évaporation GLEV surpassent celles avec ERA5-Land. Par conséquent, la combinaison ERA5-GLEV est choisie pour représenter les périodes de fortes montées des eaux (Table 17).

4.2.2 Évaluation du bilan hydrologique

Les combinaisons de produits PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV ont été identifiées respectivement comme les plus performantes pour les hauteurs et variations mensuelles et annuelles moyennes, ainsi que pour les périodes de fortes crues. La section suivante présente une analyse graphique de ces dynamiques hydrologiques pour évaluer la synchronicité, capturer les minima et maxima, et quantifier l'erreur de modélisation.

4.2.2.1 Hauteur d'eau

La figure 30 présente l'évolution mensuelle de la hauteur d'eau modélisée avec le bilan hydrologique, sans réinitialisation annuelle, en utilisant les combinaisons PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV pour les données de précipitations et d'évaporation. On observe que la combinaison avec les données de précipitations PERSIANN-CDR semble mieux reproduire la dynamique observée de la hauteur d'eau, malgré des écarts significatifs, notamment à la fin des années 2010. En revanche, la combinaison avec les données ERA5 montre une surestimation constante de la hauteur d'eau, avec des valeurs modélisées de plus en plus élevées, ce qui n'est pas réaliste.

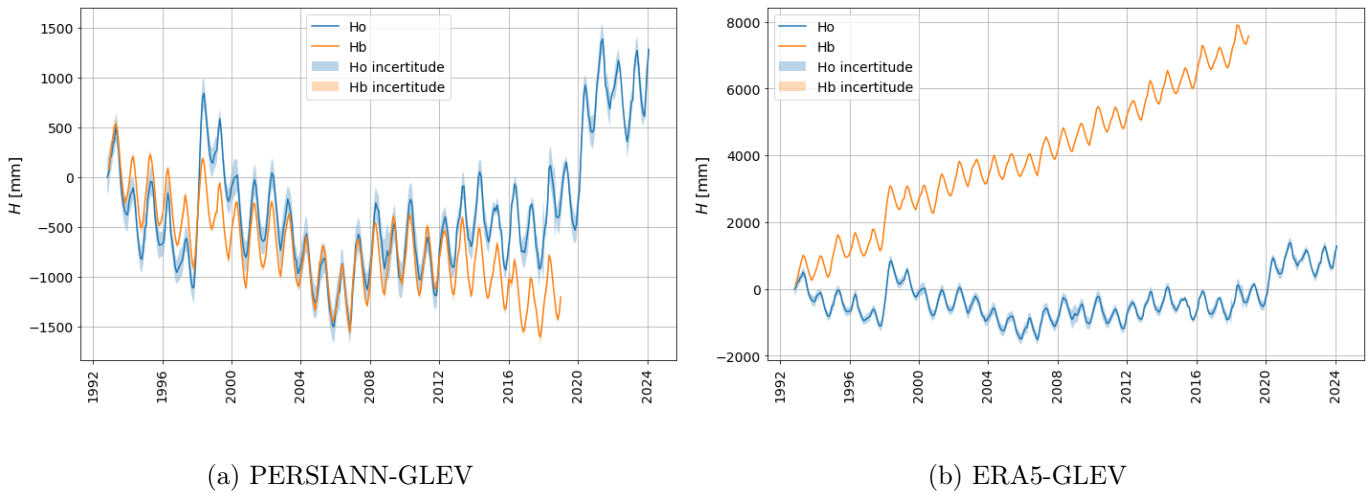


FIGURE 30 – Comparaison entre la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) et modélisée (H_b) par rapport à la hauteur d'eau à la date de la première observation, ainsi que leurs incertitudes respectives, avec les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018)

La hauteur d'eau mensuelle par année hydrologique, réinitialisée à 0 chaque mois de novembre, est représentée à la Figure 31. Visuellement, les deux combinaisons de produits montrent une synchronisation des maxima et minima avec les hauteurs d'eau observées. Concernant la combinaison de produits PERSIANN-GLEV, la hauteur modélisée reste généralement dans la zone d'incertitude des observations altimétriques, bien que certaines exceptions notables, telles que la montée des eaux de 1998, soient observées. En revanche, la combinaison ERA5-GLEV reproduit précisément l'épisode de 1998, mais tend à surestimer constamment la hauteur d'eau mensuelle observée.

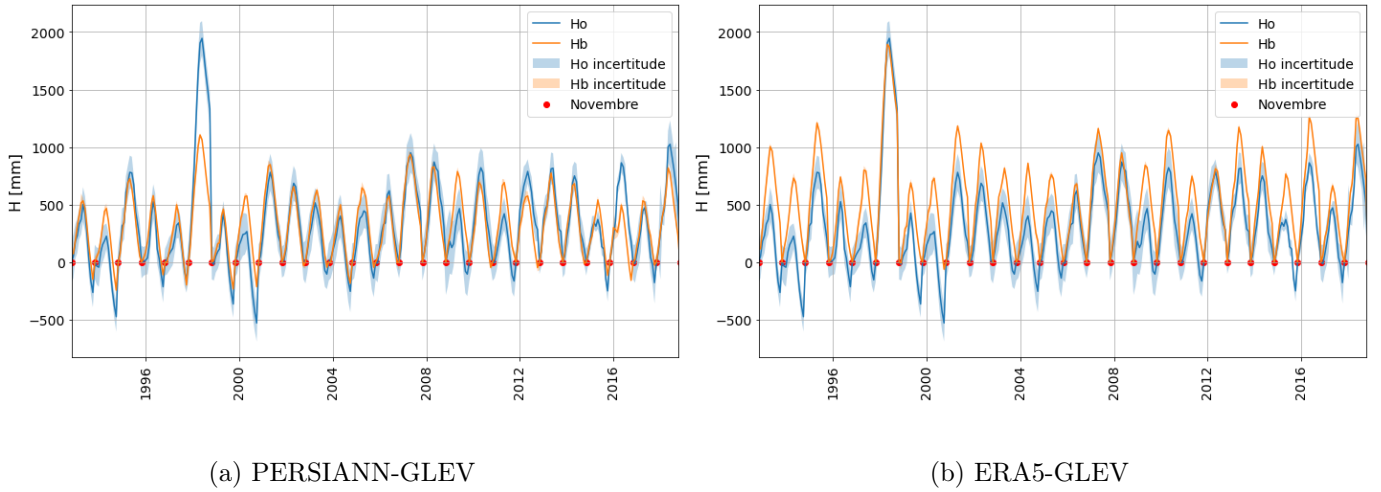


FIGURE 31 – Comparaison entre la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) et modélisée (H_b) par année hydrologique, réinitialisée à 0 à chaque mois de novembre, ainsi que leurs incertitudes respectives, avec les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018).

4.2.2.2 Variation mensuelle de la hauteur d'eau

Les variations mensuelles de hauteurs d'eau par année hydrologique, basées sur les mêmes combinaisons de produits, suivent avec une grande précision le signal observé. Les minimas et maximas enregistrent des valeurs similaires et apparaissent aux mêmes périodes, avec des valeurs allant de -200 mm/mois à 400 mm/mois (Figure 32). Enfin, lorsqu'on examine l'erreur, c'est-à-dire la différence entre les variations mensuelles de hauteurs d'eau observées et modélisées, on constate que celle-ci se situe à l'intérieur de la zone d'incertitude du signal observé, à l'exception de l'année 2015 où l'incertitude est plus faible.

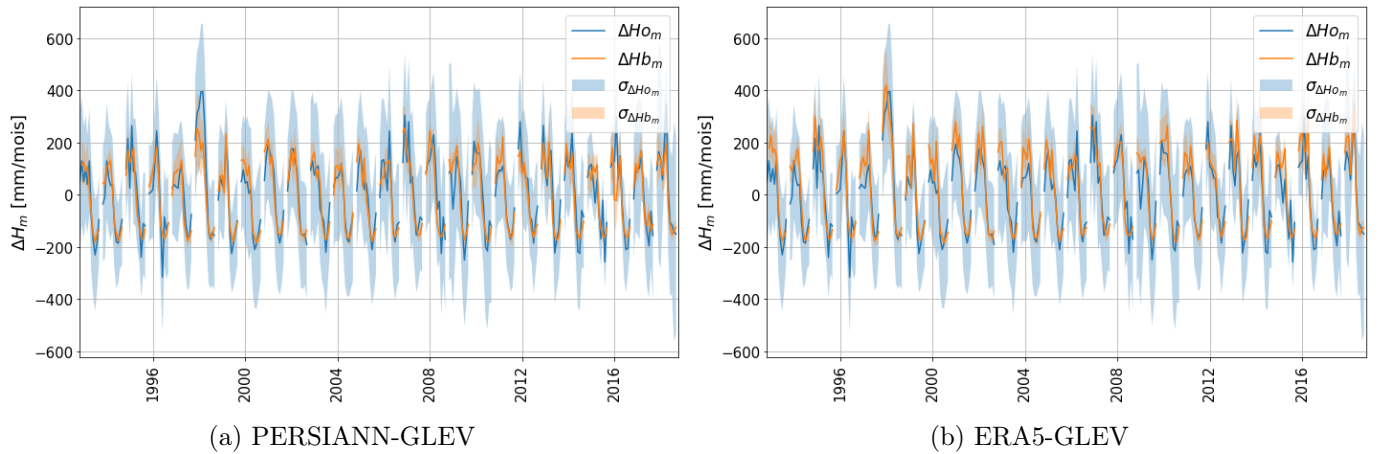


FIGURE 32 – Comparaison entre la variation de hauteur d'eau mensuelle observée (ΔH_{o_m}) et modélisée (ΔH_{b_m}) par année hydrologique, ainsi que leurs incertitudes respectives, avec les combinaisons de produits (P-E) PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018).

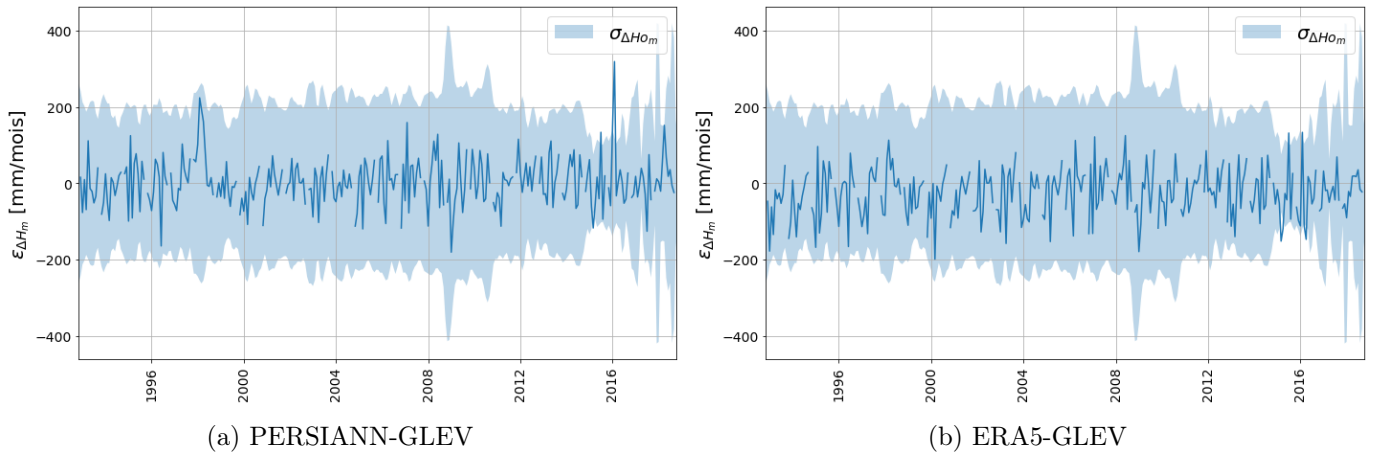


FIGURE 33 – Erreur de la variation mensuelle de la hauteur d'eau ($\epsilon_{\Delta H_m}$) par année hydrologique avec les combinaisons de produits (P-E) PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV par rapport à l'incertitude de la variation mensuelle de la hauteur d'eau observée ($\sigma_{\Delta H_{om}}$) (1992-2018).

4.2.2.3 Variation annuelle de la hauteur d'eau

La variation de la hauteur d'eau annuelle (Figure 34), montre une dynamique similaire aux valeurs observées. Cependant, la combinaison de produits PERSIANN-GLEV ne parvient pas à capturer l'épisode de forte variation positive lors de l'année hydrologique de 1997. Cette période, néanmoins, est bien capturée par la deuxième combinaison, qui présente pour les autres années une constante surestimation de cette variable. Cette remarque avait déjà été soulevée lors du calcul de la hauteur d'eau mensuelle sur la base de cette même combinaison. Par ailleurs, il est remarquable de constater que la variation annuelle se situe le plus souvent aux alentours de -50 à $+50$ cm/an. .

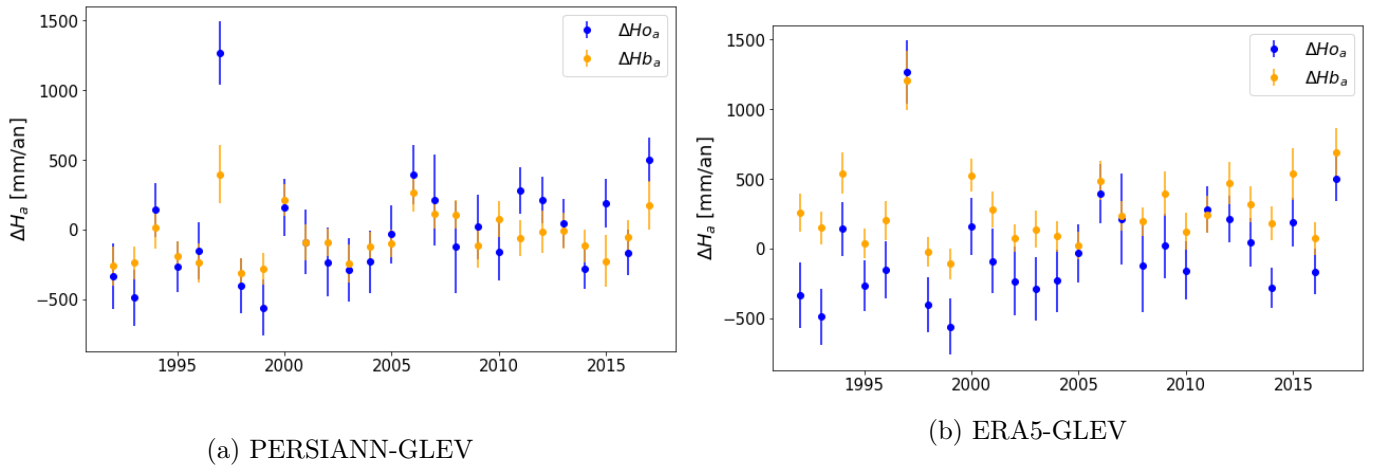


FIGURE 34 – Comparaison entre la variation annuelle de la hauteur d'eau observée (ΔH_{o_a}) et modélisée (ΔH_{b_a}) avec les combinaisons de produits (P-E) PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018). Les points représentent les valeurs annuelles de variation de hauteur d'eau, tandis que les barres indiquent l'incertitude associée à ces mesures.

On observe une incertitude liée à la variation annuelle de la hauteur d'eau observée d'environ ± 20 cm/an. Concernant les erreurs de la variation annuelle de hauteur d'eau, la combinaison des produits PERSIANN-GLEV se situe généralement à l'intérieur de cette zone d'incertitude, à l'exception d'une forte déviation durant l'année hydrologique de 1997. En revanche, la combinaison ERA5-GLEV

capture mieux les fortes variations annuelles, mais tend à surestimer lors des événements de plus faibles variations annuelles, comme indiqué par des erreurs fortement négatives ne se situant pas dans la zone d'incertitude (Figure 35).

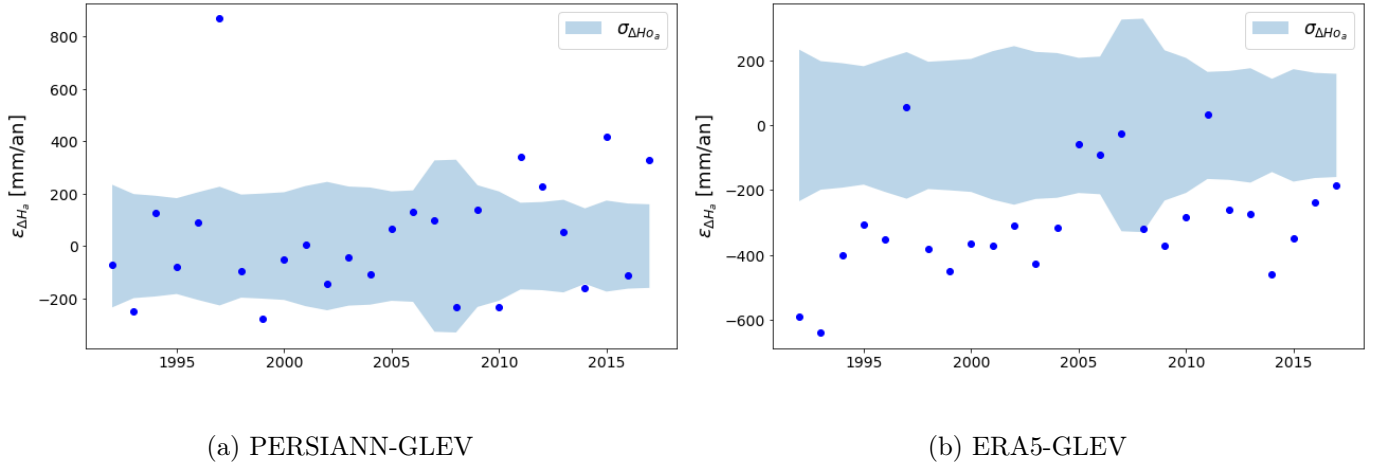


FIGURE 35 – Erreur de la variation annuelle de la hauteur d'eau ($\epsilon_{\Delta H_a}$) avec les combinaisons de produits (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV par rapport à l'incertitude de la variation annuelle de la hauteur d'eau observée ($\sigma_{\Delta H_{oa}}$) (1992-2018).

Sur la base de ces résultats, on conclut qu'un bilan hydrologique simplifié permet de reproduire la dynamique de la hauteur d'eau et de ses variations dans les limites de l'incertitude observée des données altimétriques. La suite du travail considèrera la combinaison ERA5-GLEV pour étudier l'évolution des extrêmes hauts, et la combinaison PERSIANN-GLEV pour étudier l'évolution générale de la hauteur d'eau et de ses variations.

4.2.2.4 Contribution des différents flux

Sur une base mensuelle, les flux sortants sont majoritairement représentés par l'évaporation, fluctuant entre 93% et 98% tout au long de l'année. La contribution du débit de la rivière Lukuga se situe donc entre 2% et 7%. En revanche, les précipitations contribuent le plus à l'apport en eau de septembre à avril, tandis que l'apport en eau des rivières est plus significatif pendant les mois de mai/juin à août. Le produit ERA5, mesurant des précipitations constamment plus élevées, se traduit par une contribution mensuelle des précipitations légèrement plus élevée par rapport au produit PERSIANN-CDR (Table 18).

TABLE 18 – Médianes des contributions relatives mensuelles (%) des principaux flux entrants et sortants du lac Tanganyika pour les combinaisons de produits (P-E) PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV (1992-2018). P : Précipitation , E : Évaporation , Qin : Débit agrégé des rivières entrantes , Qout : Débit de la rivière Lukuga

	Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
PERSIANN-GLEV	P	77	73,8	74,1	66,2	41,7	10,8	6,2	23,1	55,9	81,9	89,5	84,6
	Qin	23	26.2	25.9	33.8	58.3	89.2	93.8	76.9	44.1	18.1	10.5	15.4
	E	95	94,5	93,9	93,9	94,3	95,3	96,4	97,1	97,6	97,5	96,9	95,8
	Qout	5	5.5	6.1	6.1	5.7	4.7	3.6	2.9	2.4	2.5	3.1	4.2
ERA5-GLEV	P	80,5	75,1	77,7	76,2	57,4	19,8	11,6	26,2	52,2	84,7	91,1	87,5
	Qin	19.5	24.9	22.3	23.8	42.6	79.2	88.4	73.8	47.8	15.3	8.9	12.5
	E	95	94,5	93,9	93,9	94,3	95,3	96,4	97,1	97,6	97,5	96,9	95,8
	Qout	5	5.5	6.1	6.1	5.7	4.7	3.6	2.9	2.4	2.5	3.1	4.2

Annuellement, les précipitations et l'évaporation sont les principaux contributeurs, représentant respectivement 74 % des flux entrants et 96 % des flux sortants pour la combinaison PERSIANN-GLEV. La combinaison ERA5-GLEV présente un apport d'eau annuel de 78% avec les précipitations, ce qui est légèrement supérieur au produit PERSIANN-CDR (Table 19). Enfin, ces contributions restent relativement stables dans le temps, comme l'illustre la figure 36.

TABLE 19 – Médianes des contributions des différentes variables du bilan hydrologique annuel (%) réparties en flux sortants (évaporation et débit de la rivière Lukuga) et flux entrants (précipitations et débit agrégé des rivières entrantes) pour les combinaisons de produits (P-E) ERA5-GLEV et PERSIANN-GLEV (1992-2018).

PERSIANN-GLEV	Variable	Contribution relative annuelle [%]
	Précipitation	74
	Rivières entrantes	26
	Evaporation	96
	Rivière Lukuga	4
ERA5-GLEV		
	Précipitation	78
	Rivières entrantes	22
	Evaporation	96
	Rivière Lukuga	4

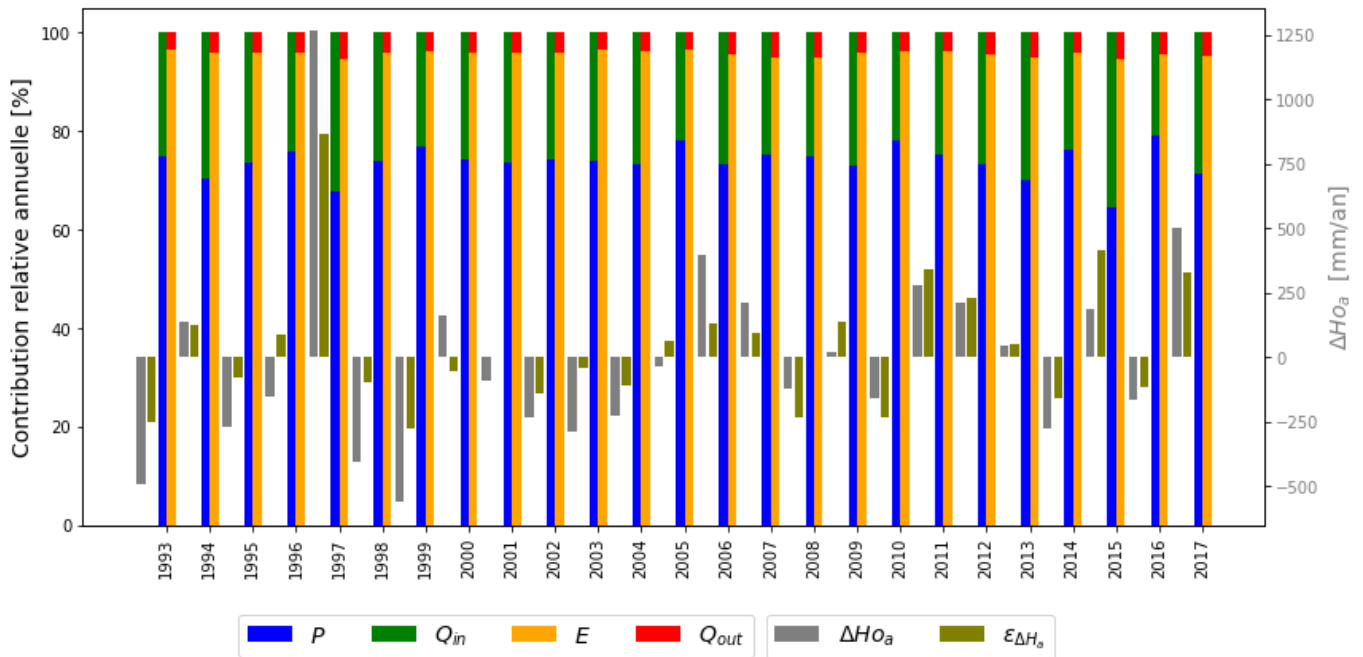


FIGURE 36 – Contributions des différentes variables du bilan hydrologique par année hydrologique pour la combinaison de produits (P-E) Persiann-GLEV, incluant la variation annuelle de la hauteur d'eau observée (ΔH_{o_a}) et l'erreur associée (1992-2018).

4.3 Effet du changement climatique

4.3.1 Évaluation des différents modèles

4.3.2 Correction des biais

La correction de biais a été appliquée aux projections de précipitations et d'évaporation issues des modèles CMIP6, en utilisant les produits PERSIANN-CDR et ERA5 pour les précipitations, et GLEV pour l'évaporation. Cette démarche vise à projeter le niveau d'eau futur du lac en utilisant les projections corrigées, sur base des combinaisons de produits de précipitations et d'évaporation sélectionnées pour leur capacité à reproduire fidèlement l'évolution moyenne du niveau d'eau (PERSIANN-GLEV) et les périodes de niveaux d'eau élevés (ERA5-GLEV).

Les corrections appliquées aux projections de précipitations des modèles CMIP6, sur base du produit PERSIANN-CDR, améliorent significativement les performances des relations linéaires avec les précipitations mensuelles moyennes de ce produit. Après correction, le coefficient de détermination (R^2) dépasse systématiquement 0,62, indépendamment du modèle, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) est réduite à une plage de 40 à 58 mm/mois (contre 60 à 120 mm/mois avant correction) et l'indice KGE reste supérieur à 0,78 (comparé à des valeurs souvent inférieures à 0,60 avant correction). Seul le modèle FGOALS-f3-L montre des performances inférieures, bien que celles-ci se soient légèrement améliorées après correction (Table 20). Les graphes correspondant à ces relations linéaires en plus des résultats pour les projections corrigées sur base du produit de précipitations ERA5 sont disponibles en annexe.

Pour l'évaporation, la correction basée sur le produit GLEV conduit à un R^2 minimum de 0,78, une RMSE maximale de 15 mm/mois et un KGE supérieur à 0,87, marquant une nette amélioration par rapport aux valeurs avant correction (R^2 entre 0,13 et 0,26, RMSE entre 27 et 49 mm/mois et KGE entre 0,06 et 0,60) (Table 21). Les graphes correspondant à ces relations linéaires sont fournis en annexe.

TABLE 20 – Tableau des indicateurs des régressions linéaires entre les projections de précipitations issues des modèles CMIP6 avant (Av) et après (Ap) correction de biais, basées sur le produit PERSIANN-CDR, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit PERSIANN-CDR pour la période de contrôle (1992-2014).

Indicateur	R^2		RMSE (mm/mois)		KGE		Pente (mm/mm)		Intercept (mm/mois)		P-valeur	
Correction	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap
AWI-CM-1-1-MR	0.75	0.78	85.05	41.06	0.27	0.87	0.58	0.92	10.53	7.69	<0.01	<0.01
BCC-CSM2-MR	0.70	0.73	119.21	46.16	-0.1	0.86	0.47	0.85	15.76	14.37	<0.01	<0.01
CAMS-CSM1-0	0.70	0.76	46.79	43.03	0.8	0.87	0.95	0.90	6.02	9.92	<0.01	<0.01
CESM2	0.72	0.70	84.65	49.29	0.31	0.84	0.54	0.82	24.74	17.99	<0.01	<0.01
CMCC-CM2-SR5	0.65	0.78	90.38	40.21	0.28	0.88	0.57	0.93	11.34	7.06	<0.01	<0.01
CMCC-ESM2	0.61	0.74	94.36	44.48	0.26	0.86	0.55	0.89	14.61	10.69	<0.01	<0.01
CNRM-CM6-1-HR	0.56	0.62	63.04	57.98	0.62	0.78	0.86	0.74	35.06	25.74	<0.01	<0.01
EC-Earth3-CC	0.53	0.71	117.31	48.06	0.04	0.84	0.41	0.83	37.38	16.44	<0.01	<0.01
FGOALS-f3-L	0.42	0.4	83.31	85.26	0.27	0.55	1.02	0.5	51.12	48.44	<0.01	<0.01
FIO-ESM-2-0	0.7	0.74	68.80	44.63	0.54	0.86	0.64	0.89	16.22	10.90	<0.01	<0.01
GFDL-ESM4	0.58	0.64	118.36	54.53	-0.01	0.8	0.42	0.78	32.48	21.16	<0.01	<0.01
HadGEM3-GC31-LL	0.65	0.70	68.83	49.19	0.59	0.84	0.62	0.82	25.15	17.43	<0.01	<0.01
INM-CM4-8	0.51	0.76	71.33	42.85	0.62	0.87	0.67	0.90	16.41	9.61	<0.01	<0.01
INM-CM5-0	0.6	0.72	68.37	46.75	0.61	0.85	0.69	0.87	10.65	13.03	<0.01	<0.01
NESM3	0.76	0.76	59.67	42.85	0.61	0.87	0.67	0.89	17.59	10.45	<0.01	<0.01
NorESM2-MM	0.63	0.64	64.48	54.80	0.68	0.80	0.65	0.78	27.67	21.15	<0.01	<0.01
TaiESM1	0.60	0.72	79.13	46.41	0.48	0.85	0.58	0.86	22.05	13.53	<0.01	<0.01

TABLE 21 – Tableau des indicateurs des régressions linéaires entre les projections d'évaporation issues des modèles CMIP6 avant (Av) et après (Ap) correction des biais, basées sur le produit GLEV, et l'évaporation mensuelle moyenne issue du produit GLEV pour la période de contrôle (1992-2014).

Indicateur	R^2		RMSE (mm/mois)		KGE		Pente (mm/mm)		Intercept (mm/mois)		P-valeur	
Correction	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap
CESM2	0.26	0.88	45.29	10.42	0.20	0.94	1.19	0.94	19.45	8.39	<0.01	<0.01
EC-Earth3-CC	0.38	0.78	27.08	14.47	0.60	0.87	0.56	0.84	59.35	21.32	<0.01	<0.01
NorESM2-MM	0.13	0.89	48.59	9.68	0.06	0.94	0.94	0.94	46.00	7.39	<0.01	<0.01

4.3.3 Analyse des données de projection climatique : statistiques descriptives et tendances

Les résultats montrent une augmentation de la valeur moyenne des précipitations moyennes annuelles pour les deux scénarios sur les trois périodes, avec des valeurs systématiquement supérieures aux valeurs historiques de la période 1992-2014. De plus, les moyennes des précipitations moyennes annuelles

sont plus élevées sous le scénario SSP5-8.5 par rapport au scénario SSP2-4.5. Les écarts types des précipitations moyennes annuelles augmentent également au fil du temps. Par ailleurs, les valeurs moyennes, minimales, maximales, ainsi que les écarts types des moyennes des projections issues des modèles et corrigées avec le produit ERA5 sont systématiquement plus élevées que celles issues des modèles corrigées avec le produit PERSIANN-CDR. Concernant l'évaporation, elle tend également à augmenter avec le temps, bien que la dispersion des données soit beaucoup plus faible, avec des écarts types des moyennes variant entre 39 et 53 mm/an pour les deux scénarios (Table 22). Les séries temporelles des sommes annuelles des différentes projections de précipitations et d'évaporation issues des modèles, corrigés selon les deux produits de précipitations et du produit d'évaporation GLEV, sont présentées en annexe.

D'après la Table 23, les p-valeurs du test de Mann-Kendall pour l'évolution médiane annuelle future des ensembles des projections corrigées de précipitations et d'évaporation issues des modèles sont inférieures à 0,01 pour les deux scénarios sur la période 2015-2099. Cela révèle une tendance statistiquement significative pour ces deux flux, influençant ainsi le bilan hydrologique du lac. Les résultats indiquent une augmentation plus marquée des précipitations moyennes annuelles et de l'évaporation moyenne annuelles sous le scénario SSP5-8.5. Par ailleurs, l'augmentation des précipitations moyennes annuelles est plus prononcée que celle de l'évaporation moyenne annuelle, indépendamment de la correction de biais appliquée avec les produits ERA5 ou PERSIANN-CDR pour les précipitations.

TABLE 22 – Statistiques des sommes annuelles des moyennes sur le lac de l'ensemble des projections de précipitations et d'évaporation pour la période de contrôle (1992-2014) et les périodes futures (2015-2039, 2040-2069, et 2070-2099), selon les scénarios SSP2-4.5 et SSP5-8.5, basées sur les modèles CMIP6 avec corrections de biais utilisant les jeux de données de précipitations (Persiann-CDR, ERA5) et d'évaporation (GLEV). Avec μ : la moyenne , Min : minimum , Max, maximum , Std : la déviation standard.

	1992-2014				2015-2039				2040-2069				2070-2099			
Unité (mm/an)	μ	Min	Max	Std	μ	Min	Max	Std	μ	Min	Max	Std	μ	Min	Max	Std
Persiann-CDR	1181	941	1545	148												
ERA5	1499	1163	1924	173												
GLEV	1578	1533	1626	27												
Modèles corrigés avec Persiann-CDR	1169	652	1799	135												
Modèles corrigés avec ERA5	1503	812	2414	181												
Modèles corrigés avec GLEV	1580	1481	1655	36												
Modèles corrigés avec Persiann-CDR (SSP2-4.5)					1207	759	2162	177	1234	805	2171	186	1278	566	2268	214
Modèles corrigés avec Persiann-CDR (SSP5-8.5)					1219	771	1885	169	1287	728	2679	222	1412	918	2740	262
Modèles corrigés avec ERA5 (SSP2-4.5)					1558	894	2875	242	1592	1018	2909	250	1651	763	2937	282
Modèles corrigés avec ERA5 (SSP5-8.5)					1570	1030	2523	221	1659	906	3610	295	1822	1187	3481	339
Modèles corrigés avec GLEV (SSP2-4.5)					1610	1444	1751	52	1631	1539	1708	36	1660	1505	1773	51
Modèles corrigés avec GLEV (SSP5-8.5)					1606	1520	1750	39	1650	1578	1777	42	1685	1559	1794	53

TABLE 23 – Résultats du test de Mann-Kendall pour les scénarios SSP2-4.5 et SSP5-8.5 pour les médianes des sommes annuelles des moyennes sur le lac des ensembles de projections issues des modèles après correction du biais pour les précipitations et l'évaporation sur la base des produits de précipitation (Persiann-CDR, ERA5) et d'évaporation (GLEV) (2015-2099).

	Projections corrigées avec Persiann-CDR		Projections corrigées avec ERA5		Projections corrigées avec GLEV	
Test de Mann-Kendall	P-valeur	Pente (mm/an)	P-valeur	Pente (mm/an)	P-valeur	Pente (mm/an)
SSP2-4.5	<0.01	1,14	<0.01	1,48	<0.01	0,99
SSP5-8.5	<0.01	2,99	<0.01	3,81	<0.01	1,43

4.3.4 Évaluation de l'évolution future du niveau d'eau

4.3.4.1 *Variation annuelle du niveau d'eau*

La période de contrôle (1992-2014) montre une variation annuelle de la hauteur d'eau oscillant autour de 0, avec une valeur médiane de cette variable de -32 mm/an. Les enveloppes de cette période présentent des valeurs médianes minimales de -388 mm/an et maximales de 444 mm/an. Les courbes issues de la combinaison de produits PERSIANN-GLEV et du produit Hydroweb (respectivement en brun et rose) se situent principalement à l'intérieur de l'enveloppe de variation annuelle de la hauteur d'eau, basée sur l'ensemble des combinaisons de projections corrigées issues des modèles CMIP6, à l'exception des crues majeures de 1998 (Figure 37).

Pour la période future, sous le scénario SSP2-4.5, les enveloppes définies par les valeurs minimales et maximales de la variation annuelle du niveau d'eau montrent une variabilité notable, avec des médianes allant de -413 mm/an à +732 mm/an, sans tendance significative. Cependant, les valeurs maximales atteignent 2590 mm/an. Le scénario SSP5-8.5 projette des médianes minimales de -385 mm/an et des médianes maximales de +1121 mm/an, avec une tendance positive significative ($p < 0,01$) des valeurs maximales, augmentant de 7,4 mm/an et atteignant jusqu'à 3019 mm/an (Figure 37). Enfin, la valeur médiane des médianes des variations annuelles de hauteur d'eau pour les scénarios SSP2-4.5 et SSP5-8.5 sont respectivement de -20 mm/an et +66 mm/an. Les séries temporelles illustrant ces variations, basées sur les combinaisons de projections de précipitations et d'évaporation corrigées selon les combinaisons de produits PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV, sont présentées en annexe.

Les combinaisons des projections de précipitations et d'évaporation corrigées basées sur les produits Persiann-CDR et GLEV prévoient une augmentation de la médiane des variations annuelles du niveau d'eau du lac Tanganyika pour les deux scénarios. Le scénario SSP2-4.5 montre une augmentation de 0,89 mm/an (P-valeur = 0,013), tandis que le scénario SSP5-8.5 prévoit une augmentation plus marquée de 3,55 mm/an (P-valeur < 0,01) jusqu'en 2099 (Figure 37) (Table 24). Malgré une augmentation de la médiane des variations annuelles de la hauteur d'eau dans les deux scénarios, la médiane de cette variable reste inférieure à 0 mm/an dans le scénario SSP2, n'entraînant donc pas d'accumulation de la hauteur d'eau d'une année sur l'autre, bien qu'elle fluctue autour de 0 mm/an. Cependant, dans le scénario SSP5, l'augmentation est telle que la médiane des médianes des variations annuelles atteint 66 mm/an, ce qui projette une élévation continue de la hauteur d'eau jusqu'en 2099.

TABLE 24 – Résultats du test de Mann-Kendall pour les scénarios SSP2-4.5 et SSP5-8.5 des médianes des variations annuelles de hauteur d’eau modélisées avec les combinaisons de projections (P-E) issues des modèles CMIP6 avec correction de biais sur la base des combinaisons (P-E) Persiann-GLEV et ERA5-GLEV (2015-2099). Les colonnes montrent la p-valeur et la pente (mm/an) de la tendance de chaque test.

Test de Mann-Kendall	Projections corrigées avec PERSIANN-GLEV		Projections corrigées avec ERA5-GLEV	
	P-valeur	Pente (mm/an)	P-valeur	Pente (mm/an)
SSP2-4.5	0,013	0,89	<0,01	1,37
SSP5-8.5	<0,01	3,55	<0,01	4,36

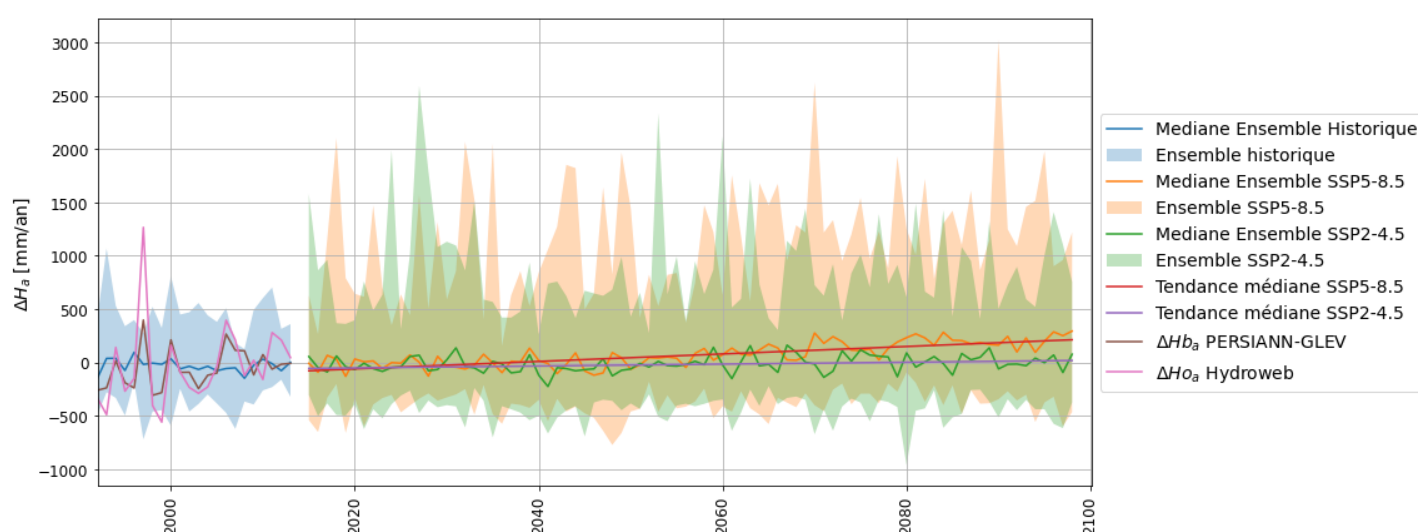
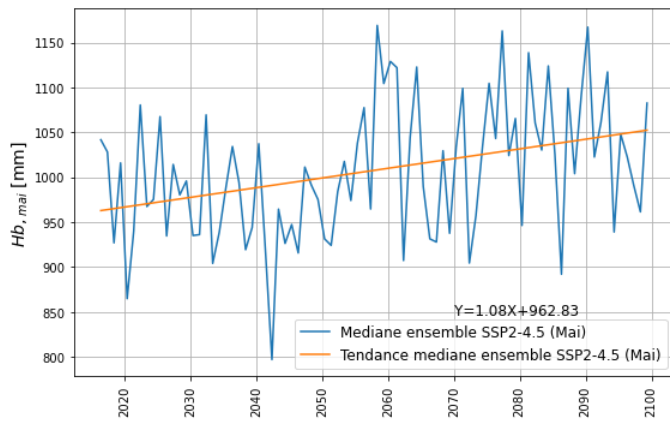


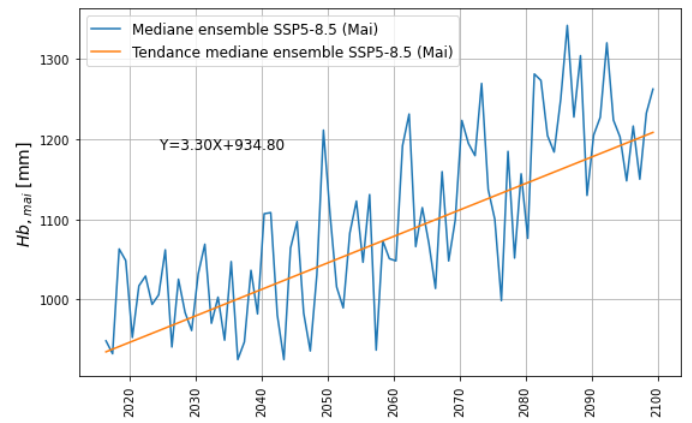
FIGURE 37 – Évolution temporelle de la variation annuelle de la hauteur d’eau (ΔH_a) pour les périodes de contrôle (1992-2014) et futures (SSP2-4.5 et SSP5-8.5 (2015-2099)) modélisée avec les combinaisons de projections (P-E) issues des modèles CMIP6 corrigés sur la base de la combinaison (P-E) Persiann-GLEV. Les médianes, les valeurs minimales et maximales (enveloppes colorées) sont présentées pour les ensembles des combinaisons de projections (P-E) issues des modèles CMIP6 corrigés, avec les tendances des médianes évaluées par le test de Mann-Kendall.

4.3.4.2 Hauteur d’eau en mai (hauteur d’eau maximum)

Avec les combinaisons de projections (P-E) corrigées utilisant les produits ERA5 et GLEV, une tendance positive significative a été identifiée pour la médiane de la hauteur d’eau mensuelle en mai, mois correspondant au maximum annuel du niveau du lac. Le test de Mann-Kendall a révélé cette tendance dans les deux scénarios étudiés, avec une p-valeur inférieure à 0,01. Entre 2015 et 2099, l’augmentation annuelle de la hauteur d’eau en mai, après réinitialisation en novembre, est estimée à 1,08 mm/an pour le scénario SSP2-4.5 et à 3,3 mm/an pour le scénario SSP5-8.5. La médiane de la hauteur d’eau mensuelle en mai varie de 797 à 1169 mm pour SSP2-4.5 et de 925 à 1342 mm pour SSP5-8.5, par rapport au niveau de référence de novembre fixé à 0 m (Figure 38).



(a) SSP2-4.5



(b) SSP5-8.5

FIGURE 38 – Évolution temporelle de la médiane de la hauteur d'eau mensuelle du mois de mai (Hb_{mai}) pour les scénarios futurs SSP2-4.5 et SSP5-8.5 selon les combinaisons de projections (P-E) issues des modèles CMIP6 corrigés sur la base de la combinaison (P-E) ERA5-GLEV (courbe bleu) (2015-2099). La droite de régression orange exprime la tendance selon le test de Mann-Kendall avec son équation $y(x)$.

5 Discussion

Les flux de précipitations et d'évaporation mesurés par télédétection et provenant de réanalyse correspondent aux ordres de grandeur rapportés dans la littérature sur l'hydrologie du lac Tanganyika (Table 6). Cependant, des disparités subsistent entre les débits des rivières observés dans cette étude et ceux des travaux antérieurs, probablement en raison de divergences méthodologiques. Cette étude a uniquement pris en compte les trois principales rivières, ce qui pourrait sous-estimer les flux fluviaux. Cette sous-estimation serait peut être d'autant plus accentuée par l'urbanisation croissante autour du lac modifiant la surface du sol, favorisant les écoulements de surface au détriment de l'infiltration des eaux. En revanche, le débit à l'exutoire du lac est cohérent avec les valeurs rapportées par Gilman (1933)[103] et Gbetkom et al. (2024) [92], confirmant ainsi sa validité.

Il a été démontré que le débit des rivières alimentant le lac est corrélé aux précipitations sur celui-ci, tandis que le débit de la rivière Lukuga est influencé par les variations du niveau d'eau du lac. Il est important de noter que cette relation entre les précipitations et le débit des rivières affluentes concerne les précipitations moyennes mensuelles sur le lac, plutôt que celles du bassin versant de chaque rivière. La vaste superficie du lac et la variabilité spatiale des précipitations pourraient expliquer le coefficient de détermination, qui varie entre 0,24 et 0,61. La variabilité mensuelle des débits mensuels des rivières affluentes en début d'année coïncide avec des périodes de fortes fluctuations des précipitations, soulignant l'impact de ces dernières sur les débits. En revanche, la faible variabilité mensuelle du débit de la rivière Lukuga pourrait s'expliquer par le fait qu'elle est directement alimentée par le lac, dont le niveau d'eau régule son débit.

La méthodologie du bilan hydrologique, utilisant uniquement quatre flux et sans réinitialisation annuelle, ne permet pas de reproduire avec précision la hauteur d'eau mensuelle du lac au fil du temps. Cela suggère que certains flux, tels que les écoulements de surface, l'infiltration, ou les écoulements de subsurface, pourraient manquer au modèle, ou que les jeux de données utilisés ne soient pas suffisamment précis. Cette difficulté pourrait être amplifiée par l'étendue vaste et l'altitude élevée de la zone d'étude, rendant les observations spatiales plus complexes à traiter. Cependant, en réinitialisant la hauteur d'eau chaque année hydrologique, il est possible de modéliser cette hauteur mensuelle avec une erreur, entre les variations observées et modélisées, inférieure à l'incertitude des mesures altimétriques.

En comparant avec une étude utilisant une approche similaire, Gbetkom et al. (2024) [92] ont employé les produits ERA5-Land pour les précipitations et GLEV pour l'évaporation. Cependant, c'est bien la combinaison de produits (P-E) PERSIANN-GLEV qui s'est avérée la plus performante pour reproduire la hauteur d'eau mensuelle moyenne observée dans cette étude. Toutefois, pour les fortes variations positives des niveaux d'eau, la combinaison de produits (P-E) ERA5-GLEV a montré une plus grande exactitude. Il est important de noter que ces deux jeux de données, Persiann-CDR et ERA5 pour les précipitations, présentent des résolutions spatiales plus larges qu'ERA5-Land, qui avait été jugé plus pertinent lors de la dernière étude sur la même zone d'étude. Cela soulève donc des questions concernant l'impact de la résolution spatiale sur les résultats obtenus.

Sur base annuelle, les précipitations et l'évaporation sont les flux majeurs contrôlant la hauteur d'eau du lac. Les précipitations, en particulier, montrent des fortes déviations standards durant la saison des pluies et des faibles durant la saison sèche, ce qui indique que les précipitations pendant la saison des pluies ont un impact significatif sur la dynamique de la hauteur d'eau. En revanche, l'évaporation reste relativement constante au cours de l'année. Les variations mensuelles de la hauteur d'eau, par année hydrologique, montrent des variations positives de décembre à avril, pendant la saison des pluies, et des variations négatives le reste de l'année, qui seraient donc principalement expliquées par l'évaporation et la saison sèche, soulignant ainsi l'importance de ces deux flux.

En ce qui concerne les incertitudes liées à la hauteur d'eau provenant du produit Hydroweb, on observe une augmentation périodique de l'incertitude qui semble réapparaître tous les 27 jours à partir de 2016. Cela pourrait s'expliquer par le satellite Sentinel-3A, lancé en 2016, dont l'orbite est de 27 jours. Par ailleurs, les incertitudes liées aux précipitations sont calculées selon l'écart type des moyennes mensuelles des produits de précipitations utilisés. Cette approche suppose donc que les variations entre les différents produits reflètent les incertitudes inhérentes à la mesure ou à la modélisation des précipitations.

Pour les projections climatiques, les débits des rivières contribuant au bilan hydrologique du lac sont déduits directement des précipitations et de l'évaporation. Les rivières entrantes montrent une corrélation positive avec les précipitations sur le lac. Cependant, bien que le calcul du débit de la Lukuga soit exclusivement basé sur l'évaporation et n'établisse pas de corrélation directe, il fournit une estimation raisonnable de ce flux de sortie. Enfin, les projections indiquent une augmentation des précipitations et de l'évaporation dans le futur, ainsi qu'une augmentation de la variation annuelle de la hauteur d'eau, accentuée dans les scénarios de forçage radiatif élevé. Cependant, il est important de souligner que ces projections demeurent incertaines en raison de la variabilité des résultats issus des combinaisons de projections de précipitations et d'évaporation corrigées issues de modèles du CMIP6, et doivent donc être interprétées avec prudence.

5.1 Limitations et perspectives d'améliorations

Le bilan hydrologique considéré ici intègre uniquement quatre flux : les précipitations et l'évaporation sur le lac, les débits des trois principales rivières affluentes, et le débit de l'exutoire du lac. Toutefois, une évaluation plus complète nécessiterait de prendre en compte l'ensemble du bassin versant du lac Tanganyika, incluant les flux d'écoulement de surface, de subsurface, l'infiltration et l'évapotranspiration. De plus, bien que la surface du lac soit supposée constante au cours du temps—ce qui est négligeable par rapport à sa surface totale pour la période de 1984 à 2021—il reste incertain si cela demeurera vrai à long terme. Il serait donc pertinent de considérer cette variation, notamment dans les projections climatiques jusqu'en 2099.

Pour les projections climatiques, les contributions relatives des flux de précipitations et d'évaporation sont supposées constantes. Cependant, l'urbanisation, la modification de l'occupation des sols, l'ex-

traction d'eau par les populations dans les rivières et les changements dans la distribution des pluies dus au changement climatique pourraient altérer ces contributions. Intégrer ces variables pour des études sur le long terme serait donc judicieux afin d'obtenir des résultats plus représentatifs de la réalité. De plus, l'utilisation de modèles climatiques régionaux ou locaux, avec une résolution spatiale plus fine, pourrait également bénéficier aux processus hydrologiques spécifiques au lac Tanganyika, en réduisant l'impact des zones environnantes.

Par ailleurs, bien que la mise à l'échelle linéaire permette d'ajuster la moyenne des données simulées à celle observée, elle reste limitée pour corriger la fréquence des jours de pluie, l'intensité des événements météorologiques, ou la variabilité des données. Une méthode de correction des biais plus sophistiquée serait donc recommandée.

Le lancement récent de la mission SWOT (Surface Water and Ocean Topography) quant à elle, pourrait réduire l'incertitude liée à la mesure du niveau d'eau et permettre une meilleure compréhension de la variabilité spatiale au sein du lac, dépassant ainsi l'approche basée sur une valeur moyenne représentative de l'ensemble du lac. Cette mission offrira également la possibilité de comparer les débits estimés via SWOT avec les données issues de la réanalyse hydrologique pour le bassin du Congo (1983-2020).

Enfin, cette étude reposant exclusivement sur des données de réanalyse et de télédétection, il serait intéressant de valider ces résultats avec des données de terrain. Des campagnes de mesure in situ permettraient de calibrer les modèles, renforçant ainsi la fiabilité des conclusions tirées de ces analyses.

6 Conclusion

Sur base d'un bilan hydrologique simplifié couvrant la période de 1992 à 2018, prenant en compte les précipitations, l'évaporation, les débits des principales rivières (Rusizi, Malagarasi, Lufubu) ainsi que l'exutoire du lac, les produits de précipitations PERSIANN-CDR et d'évaporation GLEV ont montré les meilleures performances pour modéliser la dynamique de la hauteur d'eau moyenne. Cette combinaison de produits a atteint un coefficient de détermination (R^2) de 0,72 pour les hauteurs d'eau mensuelles, de 0,80 pour les variations mensuelles, et de 0,65 pour les variations annuelles, en comparaison avec les mesures observées fournies par le produit Hydroweb. En revanche, la combinaison de produits de précipitations et d'évaporation ERA5-GLEV a tendance à surestimer les hauteurs d'eau observées, bien qu'elle capture correctement les épisodes de fortes montées.

Sur une base annuelle, les précipitations et l'évaporation représentent les principaux flux du bilan hydrologique, avec une contribution de plus de 74 % des flux entrants et de 96 % des flux sortants. De plus, la forte variabilité des flux entrants, contrairement à la stabilité relative des flux sortants, semble jouer un rôle déterminant dans la dynamique de la hauteur d'eau du lac.

En utilisant les combinaisons de produits de précipitations et d'évaporation PERSIANN-GLEV ainsi qu'ERA5-GLEV, des projections de précipitations et d'évaporation issues de modèles du CMIP6 ont été corrigées pour modéliser l'évolution de la hauteur d'eau moyenne et des hauteurs d'eau élevées jusqu'en 2099, selon les scénarios SSP2-4.5 et SSP5-8.5. Après correction des biais, les projections indiquent une augmentation des précipitations moyennes annuelles (1,14 et 2,99 mm/an pour SSP2-4.5 et SSP5-8.5 respectivement) et de l'évaporation moyenne annuelle (0,99 et 1,43 mm/an pour SSP2-4.5 et SSP5-8.5 respectivement) sur le lac, avec une accentuation sous le scénario SSP5-8.5 par rapport au SSP2-4.5, bien que cette augmentation reste significative dans les deux cas. Concernant l'évolution de la médiane de la variation annuelle de la hauteur d'eau moyenne, modélisée à partir de l'ensemble des combinaisons de projections de précipitations et d'évaporation issues des modèles CMIP6, corrigées sur la base de la combinaison PERSIANN-GLEV, les projections montrent une augmentation progressive au fil des années (0,89 mm/an pour SSP2-4.5), plus marquée sous le scénario SSP5-8.5 (3,55 mm/an) (2015-2099). Par ailleurs, les projections de précipitations et d'évaporation issues des modèles CMIP6, corrigées avec la combinaison ERA5-GLEV, révèlent également des tendances à la hausse des médianes des hauteurs d'eau élevées, accentuées sous le même scénario, avec une augmentation de 1,08 mm/an pour SSP2-4.5 et de 3,3 mm/an pour SSP5-8.5 (2015-2099).

Bien que ces projections mettent en évidence des tendances préoccupantes concernant la dynamique future de la hauteur d'eau du lac, il est important de souligner que la variabilité entre les projections est conséquente, illustrant l'incertitude inhérente à ce type de méthodologie. Il serait donc pertinent de renforcer la précision du bilan hydrologique en intégrant d'autres flux, tels que les écoulements de surface, l'infiltration et les écoulements souterrains. De plus, l'emploi de modèles de projection climatique régionaux ou locaux et une méthode de correction des biais plus sophistiquée pourraient contribuer à une meilleure représentation des processus physiques de la région. Enfin, l'utilisation de jeux de données supplémentaires tels que ceux issus de la mission SWOT pourrait

permettre de déterminer avec plus de précision la hauteur d'eau et sa variabilité spatiale au sein du lac.

En conclusion, il est encourageant de constater que des outils accessibles au grand public permettent de surveiller et de comprendre de grandes masses d'eau terrestres, offrant ainsi la possibilité de mieux les gérer et de prévenir les événements ayant un impact négatif sur les populations locales.

7 Bibliographie

Références

1. NIYOYITUNGIYE, L. Diagnostic analysis of the major threats of Lake Tanganyika and proposals for improving its ecological status (juin 2020).
2. *Special Report : East Africa 2020 flood impacts on agriculture (Updated May 19th, 2020) - Somalia* / ReliefWeb <https://reliefweb.int/report/somalia/special-report-east-africa-2020-flood-impacts-agriculture-updated-may-19th-2020> (2024).
3. *DRC Annual Humanitarian Situation Report, 31 December 2021* / UNICEF <https://www.unicef.org/documents/drc-annual-humanitarian-situation-report-31-december-2021> (2024).
4. *Thousands in Burundi Affected by the Rising Waters of Lake Tanganyika* <https://eastandhornofafrica.com.int/news/thousands-burundi-affected-rising-waters-lake-tanganyika> (2024).
5. *Burundi : Situation Report (4 Jun 2021) [EN/RN]* / OCHA <https://www.unocha.org/publications/report/burundi/burundi-situation-report-4-jun-2021-enrn> (2024).
6. *CMAP Precipitation : NOAA Physical Sciences Laboratory CMAP Precipitation* <https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.cmap.html> (2024).
7. *Precipitation - GPCP Monthly CDR* National Centers for Environmental Information (NCEI). <https://www.ncei.noaa.gov/products/climate-data-records/precipitation-gpcp-monthly> (2024).
8. *CHIRPS : Rainfall Estimates from Rain Gauge and Satellite Observations* / Climate Hazards Center - UC Santa Barbara <https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps> (2024).
9. *TAMSAT* / www.tamsat.org.uk <https://www.tamsat.org.uk/about> (2024).
10. *GES DISC Dataset : GPM IMERG Final Precipitation L3 1 month 0.1 degree x 0.1 degree V06 (GPM_3IMERGM 06)* https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGM_06/summary (2024).
11. SETCHELL, H. *ECMWF Reanalysis v5* ECMWF. <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/dataset/ecmwf-reanalysis-v5> (2024).
12. KOBAYASHI, S. *et al.* The JRA-55 Reanalysis : General Specifications and Basic Characteristics. *Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II* **93**, 5-48 (2015).
13. *Precipitation - CMORPH CDR* National Centers for Environmental Information (NCEI). <https://www.ncei.noaa.gov/products/climate-data-records/precipitation-cmorph> (2024).
14. *Precipitation - PERSIANN CDR* National Centers for Environmental Information (NCEI). <https://www.ncei.noaa.gov/products/climate-data-records/precipitation-persiann> (2024).

15. HUFFMAN, G. J. *et al.* The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) : Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology* **8**. Publisher : American Meteorological Society Section : Journal of Hydrometeorology, 38-55. ISSN : 1525-7541, 1525-755X. https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/8/1/jhm560_1.xml (2024) (1^{er} fév. 2007).
16. ECMWF. *IFS Documentation CY45R1 - Part IV : Physical processes* ECMWF. <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/80895-ifs-documentation-cy45r1-part-iv-physical-processes> (2024).
17. TerraClimate Climatology Lab. <https://www.climatologylab.org/terraclimate.html> (2024).
18. JAXA Global Rainfall Watch (GSMaP) <https://sharaku.eorc.jaxa.jp/GSMaP/> (2024).
19. GLDAS Forcing Data | LDAS <https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas/forcing-data> (2024).
20. MSWEP - GloH2O <https://www.gloh2o.org/mswep/> (2024).
21. BECK, H. E. *et al.* MSWEP V2 Global 3-Hourly 0.1° Precipitation : Methodology and Quantitative Assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society* **100**. Publisher : American Meteorological Society Section : Bulletin of the American Meteorological Society, 473-500. ISSN : 0003-0007, 1520-0477. <https://journals.ametsoc.org/view/journals/bams/100/3/bams-d-17-0138.1.xml> (2024) (1^{er} mars 2019).
22. *Chapter 2 - FAO Penman-Monteith equation* <https://www.fao.org/3/x0490e/x0490e06.htm> (2024).
23. PRIESTLEY, C. H. B. & TAYLOR, R. J. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review* **100**, 81-92. https://journals.ametsoc.org/view/journals/mwre/100/2/1520-0493_1972_100_0081_otaosh_2_3_co_2.xml (1972).
24. GLEAM | Global Land Evaporation Amsterdam Model GLEAM | Global Land Evaporation Amsterdam Model. <https://www.gleam.eu/> (2024).
25. ZHAO, G., LI, Y., ZHOU, L. & GAO, H. Evaporative water loss of 1.42 million global lakes. *Nature Communications* **13**. Publisher : Nature Publishing Group, 3686. ISSN : 2041-1723. <https://www.nature.com/articles/s41467-022-31125-6> (2024) (28 juin 2022).
26. HydroLAKES <https://www.hydrosheds.org/products/hydrolakes> (2024).
27. *gee-hydro/gee_PML* original-date : 2018-12-24T06 :47 :36Z. 5 jan. 2024. https://github.com/gee-hydro/gee_PML (2024).
28. *WaPOR database methodology* ISBN : 978-92-5-132981-8. <http://www.fao.org/documents/card/en/c/ca9894en> (2024) (FAO, 2020).
29. *ETLook — pyWaPOR documentation* https://www.fao.org/aquastat/py-wapor/_etlook.html (2024).
30. ALSDORF, D. E. *et al.* Interferometric radar measurements of water level changes on the Amazon flood plain. *Nature* **404**, 174-177. ISSN : 1476-4687 (9 mars 2000).

31. PLANT, W. J. & KELLER, W. C. Evidence of Bragg scattering in microwave Doppler spectra of sea return. *Journal of Geophysical Research : Oceans* **95**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/JC095iC09p16299>, 16299-16310. ISSN : 2156-2202. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/JC095iC09p16299> (2024) (C9 1990).
32. BOGNING, S. *et al.* Monitoring Water Levels and Discharges Using Radar Altimetry in an Ungauged River Basin : The Case of the Ogooué. *Remote Sensing* **10**. Number : 2 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 350. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/10/2/350> (2024) (fév. 2018).
33. BRAKENRIDGE, G. R., NGHIEM, S. V., ANDERSON, E. & MIC, R. Orbital microwave measurement of river discharge and ice status. *Water Resources Research* **43**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2006WR005238>. ISSN : 1944-7973. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2006WR005238> (2024) (2007).
34. LYZENGA, D. R. Passive remote sensing techniques for mapping water depth and bottom features. *Applied Optics* **17**. Publisher : Optica Publishing Group, 379-383. ISSN : 2155-3165. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?uri=ao-17-3-379> (2024) (1^{er} fév. 1978).
35. LEE, Z., CARDER, K. L., MOBLEY, C. D., STEWARD, R. G. & PATCH, J. S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters. I. A semianalytical model. *Applied Optics* **37**. Publisher : Optica Publishing Group, 6329-6338. ISSN : 2155-3165. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?uri=ao-37-27-6329> (2024) (20 sept. 1998).
36. LEE, Z., CARDER, K. L., MOBLEY, C. D., STEWARD, R. G. & PATCH, J. S. Hyperspectral remote sensing for shallow waters : 2. Deriving bottom depths and water properties by optimization. *Applied Optics* **38**. Publisher : Optica Publishing Group, 3831-3843. ISSN : 2155-3165. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?uri=ao-38-18-3831> (2024) (20 juin 1999).
37. GOULD, R. W., ARNONE, R. A. & MARTINOLICH, P. M. Spectral dependence of the scattering coefficient in case 1 and case 2 waters. *Applied Optics* **38**. Publisher : Optica Publishing Group, 2377-2383. ISSN : 2155-3165. <https://opg.optica.org/ao/abstract.cfm?uri=ao-38-12-2377> (2024) (20 avr. 1999).
38. FONSTAD, M. A. & MARCUS, W. A. Remote sensing of stream depths with hydraulically assisted bathymetry (HAB) models. *Geomorphology* **72**, 320-339. ISSN : 0169555X. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0169555X05001947> (2024) (déc. 2005).
39. MARCUS, W. A. & FONSTAD, M. A. Optical remote mapping of rivers at sub-meter resolutions and watershed extents. *Earth Surface Processes and Landforms* **33**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/esp.1637>, 4-24. ISSN : 1096-9837. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1637> (2024) (2008).
40. LEGLEITER, C. J., ROBERTS, D. A. & LAWRENCE, R. L. Spectrally based remote sensing of river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* **34**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/esp.1787>, 1039-1059. ISSN : 1096-9837. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/esp.1787> (2024) (2009).

41. LEGLEITER, C. J. Calibrating remotely sensed river bathymetry in the absence of field measurements : Flow REsistance Equation-Based Imaging of River Depths (FREEBIRD). *Water Resources Research* **51**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014WR016624>, 2865-2884. ISSN : 1944-7973. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2014WR016624> (2024) (2015).
42. LEGLEITER, C. J., KINZEL, P. J. & NELSON, J. M. Remote measurement of river discharge using thermal particle image velocimetry (PIV) and various sources of bathymetric information. *Journal of Hydrology* **554**, 490-506. <https://pubs.usgs.gov/publication/70192233> (2024) (2017).
43. SMITH, L. C. *et al.* Efficient meltwater drainage through supraglacial streams and rivers on the southwest Greenland ice sheet. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **112**. Publisher : Proceedings of the National Academy of Sciences, 1001-1006. <https://www.pnas.org/doi/full/10.1073/pnas.1413024112> (2024) (27 jan. 2015).
44. GLEASON, C. J. & DURAND, M. T. Remote Sensing of River Discharge : A Review and a Framing for the Discipline. *Remote Sensing* **12**. Number : 7 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 1107. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/12/7/1107> (2024) (jan. 2020).
45. ALGHAFLI, K. *et al.* Evaluation of runoff estimation from GRACE coupled with different meteorological gridded products over the Upper Blue Nile Basin. *Journal of Hydrology : Regional Studies* **50**, 101545. ISSN : 2214-5818. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S221458182300232X> (2024) (déc. 2023).
46. YANG, Y. *et al.* *Global Daily Discharge Estimation Based on Grid-Scale Long Short-Term Memory (LSTM) Model and River Routing* (14 oct. 2023).
47. in. *Wikipedia* Page Version ID : 1227851390 (8 juin 2024). https://en.wikipedia.org/w/index.php?title=Long_short-term_memory&oldid=1227851390 (2024).
48. COSS, S. *et al.* Global River Radar Altimetry Time Series (GRRATS) : new river elevation earth science data records for the hydrologic community. *Earth System Science Data* **12**. Publisher : Copernicus GmbH, 137-150. ISSN : 1866-3508. <https://essd.copernicus.org/articles/12/137/2020/> (2024) (22 jan. 2020).
49. *BfG - The GRDC* https://www.bafg.de/GRDC/EN/Home/homepage_node.html (2024).
50. WONGCHUIG, S. *et al.* *Hydrological Reanalysis for the Congo River Basin (1983-2020)* version v1.0. 10 juill. 2023. <https://zenodo.org/records/8183848> (2024).
51. SWENSON, S. & WAHR, J. Monitoring the water balance of Lake Victoria, East Africa, from space. *Journal of Hydrology* **370**, 163-176. ISSN : 0022-1694 (2009).
52. AHMED, M., SULTAN, M., WAHR, J. & YAN, E. The use of GRACE data to monitor natural and anthropogenic induced variations in water availability across Africa. *Earth-Science Reviews* **136**, 289-300. ISSN : 0012-8252 (2014).

53. DUAN, Z. & BASTIAANSEN, W. G. M. Estimating water volume variations in lakes and reservoirs from four operational satellite altimetry databases and satellite imagery data. *Remote Sensing of Environment* **134**, 403-416. ISSN : 0034-4257. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425713000898> (2024) (1^{er} juill. 2013).
54. LU, S., OUYANG, N., WU, B., WEI, Y. & TESEMMA, Z. Lake water volume calculation with time series remote-sensing images. *International Journal of Remote Sensing* **34**, 7962-7973. ISSN : 0143-1161, 1366-5901. <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/01431161.2013.827814> (2024) (20 nov. 2013).
55. CRÉTAUX, J. -. *et al.* SOLS : A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data. *Advances in Space Research* **47**, 1497-1507. ISSN : 0273-1177. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0273117711000287> (2024) (3 mai 2011).
56. MANSUR, W. Water levels in the Amazon basin derived from the ERS 2 and ENVISAT radar altimetry missions. *Remote Sensing of Environment*. https://www.academia.edu/12676591/Water_levels_in_the_Amazon_basin_derived_from_the_ERS_2_and_ENVISAT_radar_altimetry_missions (2024) (1^{er} jan. 2010).
57. *hydroweb.next* <https://hydroweb.next.theia-land.fr/> (2024).
58. SCHWATKE, C., DETTMERING, D., BOSCH, W. & SEITZ, F. DAHITI – an innovative approach for estimating water level time series over inland waters using multi-mission satellite altimetry. *Hydrology and Earth System Sciences* **19**. Publisher : Copernicus GmbH, 4345-4364. ISSN : 1027-5606. <https://hess.copernicus.org/articles/19/4345/2015/hess-19-4345-2015.html> (2024) (28 oct. 2015).
59. BIRKETT, C. M., RICKO, M., BECKLEY, B. D., YANG, X. & TETRAULT, R. L. G-REALM : A lake/reservoir monitoring tool for drought monitoring and water resources management. **2017**. Conference Name : AGU Fall Meeting Abstracts ADS Bibcode : 2017AGUFM.H23P..02B, H23P-02. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2017AGUFM.H23P..02B> (2024) (1^{er} déc. 2017).
60. *Lakes* <https://climate.esa.int/en/projects/lakes/> (2024).
61. CRÉTAUX, J.-F. *et al.* Lake Volume Monitoring from Space. *Surveys in Geophysics* **37**, 269-305. ISSN : 1573-0956. <https://doi.org/10.1007/s10712-016-9362-6> (2024) (1^{er} mars 2016).
62. RICKO, M., BIRKETT, C., CARTON, J. & CRÉTAUX, J. Intercomparison and validation of continental water level products derived from satellite radar altimetry. *Journal of Applied Remote Sensing* **6**, 1710 (14 déc. 2012).
63. BOY, F., CRÉTAUX, J., BOUSSAROQUE, M. & TISON, C. Improving Sentinel-3 SAR Mode Processing Over Lake Using Numerical Simulations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **PP**, 1-1 (20 déc. 2021).
64. *Home en*. <https://swot.jpl.nasa.gov/> (2024).

65. PEKEL, J.-F., COTTAM, A., GORELICK, N. & BELWARD, A. S. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes. *Nature* **540**. Number : 7633 Publisher : Nature Publishing Group, 418-422. ISSN : 1476-4687. <https://www.nature.com/articles/nature20584> (2024) (déc. 2016).
66. McFEETERS, S. K. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International Journal of Remote Sensing* **17**. Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/01431169608948714>, 1425-1432. ISSN : 0143-1161. <https://doi.org/10.1080/01431169608948714> (2024) (1^{er} mai 1996).
67. XU, H. Modification of Normalized Difference Water Index (NDWI) to Enhance Open Water Features in Remotely Sensed Imagery. *International Journal of Remote Sensing* **27**, 3025-3033 (1^{er} juill. 2006).
68. SZABÓ, S., GÁCSI, Z. & BALÁZS, B. Specific features of NDVI, NDWI and MNDWI as reflected in land cover categories. *Landscape & Environment* **10**, 194-202. ISSN : 1789-7556, 1789-4921. <https://ojs.lib.unideb.hu/landsenv/article/view/2341> (2024) (15 sept. 2016).
69. OTSU, N. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics* **9**. Conference Name : IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics, 62-66. ISSN : 2168-2909. <https://ieeexplore.ieee.org/document/4310076> (2024) (jan. 1979).
70. DONCHYTS, G., SCHELLEKENS, J., WINSEMIUS, H., EISEMANN, E. & VAN DE GIESEN, N. A 30 m Resolution Surface Water Mask Including Estimation of Positional and Thematic Differences Using Landsat 8, SRTM and OpenStreetMap : A Case Study in the Murray-Darling Basin, Australia. *Remote Sensing* **8**. Number : 5 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 386. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/8/5/386> (2024) (mai 2016).
71. BEHNAMIAN, A. *et al.* Semi-Automated Surface Water Detection with Synthetic Aperture Radar Data : A Wetland Case Study. *Remote Sensing* **9**. Number : 12 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 1209. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/9/12/1209> (2024) (déc. 2017).
72. ROSENQVIST, Å. & BIRKETT, C. M. Evaluation of JERS-1 SAR mosaics for hydrological applications in the Congo river basin. *International Journal of Remote Sensing* **23**. Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/01431160110092902>, 1283-1302. ISSN : 0143-1161. <https://doi.org/10.1080/01431160110092902> (2024) (1^{er} jan. 2002).
73. PHAM-DUC, B., PRIGENT, C. & AIRES, F. Surface Water Monitoring within Cambodia and the Vietnamese Mekong Delta over a Year, with Sentinel-1 SAR Observations. *Water* **9**. Number : 6 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 366. ISSN : 2073-4441. <https://www.mdpi.com/2073-4441/9/6/366> (2024) (juin 2017).
74. CHOUDHURY, B. J. Passive microwave remote sensing contribution to hydrological variables. *Surveys in Geophysics* **12**, 63-84. ISSN : 1573-0956. <https://doi.org/10.1007/BF01903412> (2024) (1^{er} mars 1991).

75. GIDDINGS, L. & CHOUDHURY, B. Observation of hydrological features with Nimbus-7 37 GHz data, applied to South America. *International Journal of Remote Sensing* **10**. Publisher : Taylor & Francis _eprint : <https://doi.org/10.1080/01431168908903998>, 1673-1686. ISSN : 0143-1161. <https://doi.org/10.1080/01431168908903998> (2024) (1^{er} oct. 1989).
76. MIALON, A., ROYER, A. & FILY, M. Wetland seasonal dynamics and interannual variability over northern high latitudes, derived from microwave satellite data. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* **110**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2004JD005697>. ISSN : 2156-2202. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2004JD005697> (2024) (D17 2005).
77. SIPPEL, S., HAMILTON, S., MELACK, J. & NOVO, E. Passive microwave observations of inundation area and the area/stage relation in the Amazon River floodplain. *International Journal of Remote Sensing* **19** (1^{er} nov. 1998).
78. PARRENS, M. *et al.* High resolution mapping of inundation area in the Amazon basin from a combination of L-band passive microwave, optical and radar datasets. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **81**, 58-71 (21 mai 2019).
79. FATRAS, C., PARRENS, M., PEÑA LUQUE, S. & AL BITAR, A. Hydrological Dynamics of the Congo Basin From Water Surfaces Based on L-Band Microwave. *Water Resources Research* **57**. _eprint : <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/2020WR027259>, e2020WR027259. ISSN : 1944-7973. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1029/2020WR027259> (2024) (2021).
80. FRAPPART, F. *et al.* Global Monitoring of the Vegetation Dynamics from the Vegetation Optical Depth (VOD) : A Review. *Remote Sensing* **12**. Number : 18 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 2915. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/12/18/2915> (2024) (jan. 2020).
81. SCHROEDER, R. *et al.* Development and Evaluation of a Multi-Year Fractional Surface Water Data Set Derived from Active/Passive Microwave Remote Sensing Data. *Remote Sensing* **7**. Number : 12 Publisher : Multidisciplinary Digital Publishing Institute, 16688-16732. ISSN : 2072-4292. <https://www.mdpi.com/2072-4292/7/12/15843> (2024) (déc. 2015).
82. PAPA, F. *et al.* Water Resources in Africa under Global Change : Monitoring Surface Waters from Space. *Surveys in Geophysics* **44**, 43-93. ISSN : 1573-0956. <https://doi.org/10.1007/s10712-022-09700-9> (2024) (1^{er} fév. 2023).
83. SERRAT-CAPDEVILA, A., LAJAUNIE, M.-L., BONZANIGO, L., FIGUEIRA, P. & BENCH, R. Accès aux Ports du Lac Tanganyika Principaux Défis et Recommandations.
84. *Les lacs en hydrographie* <https://web.archive.org/web/20160214102135/http://www.congonline.com/geo/hydroLacs.htm> (2024).
85. DEVROEY, E. *Le problème de la Lukuga, exutoire du lac Tanganika Institut royal colonial belge. Section des sciences techniques. Memoires. Collection in-8vo t. 1, fasc. 3.* 127 p. (G. van Campenhout, Bruxelles, 1938).

86. BERGONZINI, L. in *Lake Issyk-Kul : Its Natural Environment* (éd. KLERKX, J. & IMANACKUNOV, B.) 217-244 (Springer Netherlands, Dordrecht, 2002). ISBN : 978-94-010-0491-6. https://doi.org/10.1007/978-94-010-0491-6_17 (2024).
87. BERGONZINI, L. *Bilans hydriques de lacs (Kivu, Tanganyika, Rukwa et Nyassa) du rift Est-Africain* Google-Books-ID : Tc8ZzwEACAAJ. book (Musée Royal de l'Afrique Centrale, 1998).
88. MEEL, L. v. Contribution à la limnologie de quatre grands lacs du Zaïre Oriental : Tanganika, Kivu, Mobutu Sese Seko (ex Albert), Idi Amin Dada (ex Édouard). Les paramètres chimiques d'après des notes et des ébauches inédites de J. Kufferath. Fascicule B : Le Lac Tanganika 2. *Studiedocumenten van het Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen - Documents de travail de l'Institut Royal des Sciences naturelles de Belgique* **49**, 3-82 (1988).
89. BERGONZINI, L., CAMBERLIN, P. & RICHARD, Y. Variations interannuelles du bilan hydrologique du lac Tanganyika : les précipitations dans l'Afrique des Hautes-Terres sont-elles seules en cause? *Espaces tropicaux* **16**. Publisher : Persée - Portail des revues scientifiques en SHS, 145-159. https://www.persee.fr/doc/etrop_1147-3991_2001_sem_16_7_1028 (2024) (2001).
90. NICHOLSON, S. E. in *Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes* Num Pages : 32 (Routledge, 1996). ISBN : 978-0-203-74897-8.
91. CAPART, A. *Exploration hydrobiologique du Lac Tanganika (1946-1947), résultats scientifiques, vol. 1 : le milieu géographique et géophysique* Google-Books-ID : FTFuPQAACAAJ. 27 p. (Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, 1952).
92. GBETKOM, P. G. *et al.* Lake Tanganyika basin water storage variations from 2003–2021 for water balance and flood monitoring. *Remote Sensing Applications : Society and Environment* **34**. Cited by : 0 ; All Open Access, Hybrid Gold Open Access. <https://www.scopus.com/inward/record.uri?eid=2-s2.0-85186639368&doi=10.1016%2fj.rsase.2024.101182&partnerID=40&md5=432c769b4bb59fd2cf932be250ec4535> (2024).
93. LEROUX, M. *Climate of tropical Africa* Google-Books-ID : H39NAQAIAAJ. 646 p. ISBN : 978-2-85203-114-2 (Editions Champion, 1983).
94. NICHOLSON, S. E. & YIN, X. in *The East African Great Lakes : Limnology, Palaeolimnology and Biodiversity* (éd. ODADA, E. O. & OLAGO, D. O.) 93-119 (Springer Netherlands, Dordrecht, 2002). ISBN : 978-0-306-48201-4. https://doi.org/10.1007/0-306-48201-0_3 (2024).
95. BULTOT, F. A propos de l'évaporation du lac Tanganyika. *A propos de l'évaporation du lac Tanganyika*. Num Pages : 16, 1226-1241 (1965).
96. MASANJA, F. W., REPP, K. & HERFJORD, T. TAN 055 - WATER SUPPLY AND SANITATION DEVELOPMENT KIGOMA REGION. TANZANIA.
97. NORAD. Kigoma Water master Plan (NORAD, 1982) : Report on the Volumes of the Plan Held by the Lake Tanganyika Biodiversity Project (1982).
98. BULTOT, F. Evaporation from a tropical lake : comparison of theory with direct measurements — comment. *Journal of Hydrology* **143**, 513-519. ISSN : 0022-1694. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/002216949390208Q> (2024) (15 mars 1993).

99. VERBURG, P. & HECKY, R. Wind Patterns, Evaporation, and Related Physical Variables in Lake Tanganyika, East Africa. *Journal of Great Lakes Research* **29**, 48-61 (31 déc. 2003).
100. SICHINGABULA, H. M. Technical Report Number 4 (1999).
101. HECKY, R. E., SPIGEL, R. H. & COULTER, G. W. in *Lake Tanganyika and its Life* (éd. TIERCELIN, J.-J., MONDEGEUR, A., HECKY, R. E., SPIGEL, R. H. & COULTER, G. W.) 0 (Oxford University Press, 25 avr. 1991). ISBN : 978-0-19-858525-1. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198585251.003.0004> (2024).
102. VANDELANNOOTE, A., DEELSTRA, H. & OLLEVIER, F. The inflow of the Rusizi River to Lake Tanganyika. *Hydrobiologia* **407**, 65-73. ISSN : 1573-5117. <https://doi.org/10.1023/A:1003701901217> (2024) (1^{er} juill. 1999).
103. GILLMAN, C. The Hydrology of Lake Tanganyika.
104. COULTER, G. W. & SPIGEL, R. H. in *Lake Tanganyika and its Life* (éd. TIERCELIN, J.-J., MONDEGEUR, A., HECKY, R. E., SPIGEL, R. H. & COULTER, G. W.) 0 (Oxford University Press, 25 avr. 1991). ISBN : 978-0-19-858525-1. <https://doi.org/10.1093/oso/9780198585251.003.0003> (2024).
105. COULTER G. w, R. H. S. in *Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes* Num Pages : 37 (Routledge, 1996). ISBN : 978-0-203-74897-8.
106. *scipy.interpolate.CubicSpline* — *SciPy v1.13.1 Manual* <https://docs.scipy.org/doc/scipy/reference/generated/scipy.interpolate.CubicSpline.html> (2024).
107. HUSSAIN, M. & MAHMUD, I. pyMannKendall : a python package for non parametric Mann Kendall family of trend tests. en. *Journal of Open Source Software* **4**, 1556. ISSN : 2475-9066. <http://joss.theoj.org/papers/10.21105/joss.01556> (2024) (juill. 2019).
108. *CMIP6 Homepage* <https://pcmdi.llnl.gov/CMIP6/> (2024).
109. COPERNICUS CLIMATE CHANGE SERVICE. *CMIP6 predictions underpinning the C3S decadal prediction prototypes* 2021. <https://cds.climate.copernicus.eu/doi/10.24381/cds.c866074c> (2024).
110. TEUTSCHBEIN, C. & SEIBERT, J. Bias correction of regional climate model simulations for hydrological climate-change impact studies : Review and evaluation of different methods. *Journal of Hydrology* **456-457**, 12-29. ISSN : 0022-1694. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169412004556> (2024) (16 août 2012).

8 Annexes

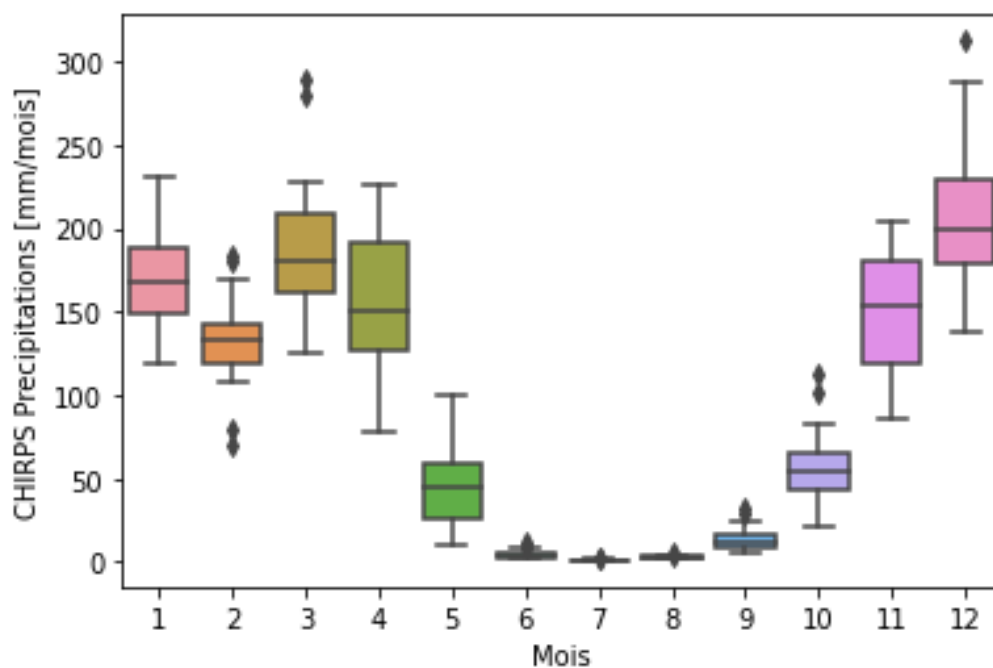


FIGURE 39 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de précipitations moyennes sur le lac sur base du produit CHIRPS (1992 - 2018).

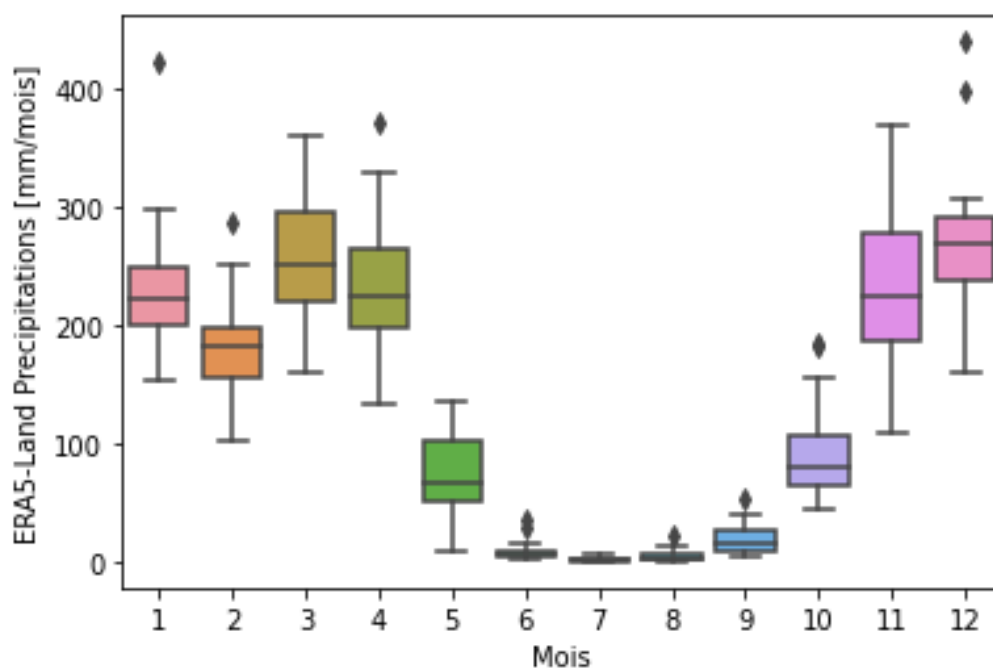


FIGURE 40 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de précipitations moyennes sur le lac sur base du produit ERA5-Land (1992 - 2018).

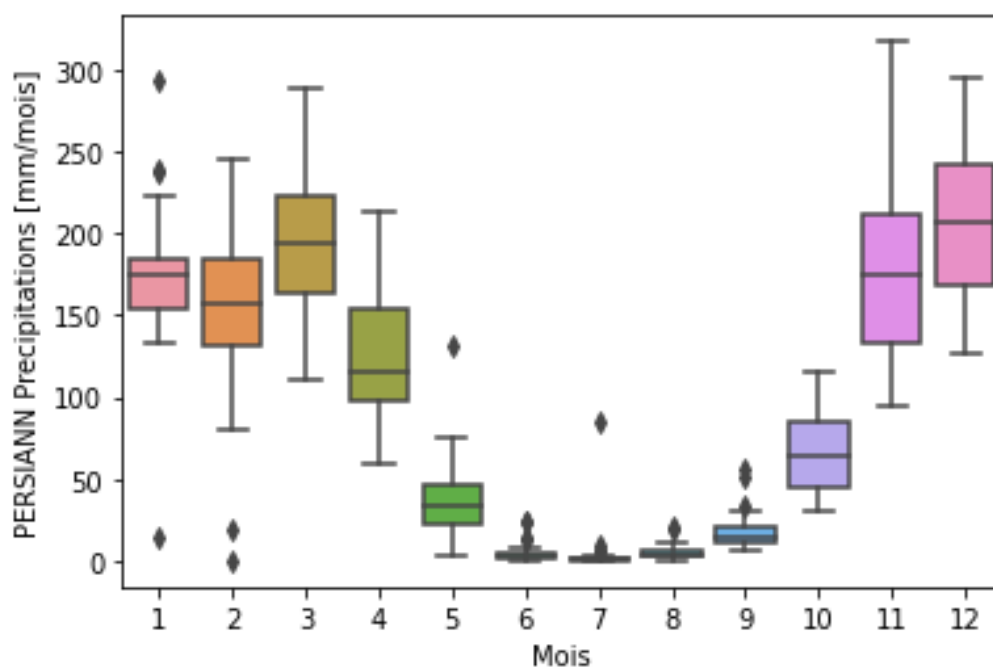


FIGURE 41 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de précipitations moyennes sur le lac sur base du produit PERSIANN-CDR (1992 - 2018).

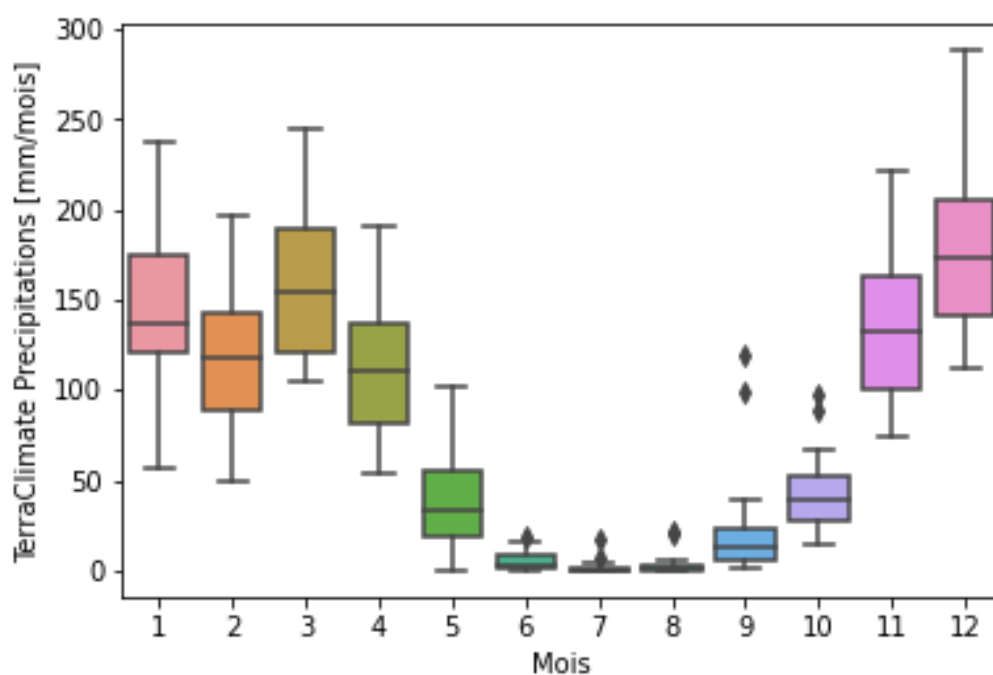


FIGURE 42 – Boîtes à moustaches des données mensuelles de précipitations moyennes sur le lac sur base du produit TerraClimate (1992 - 2018).

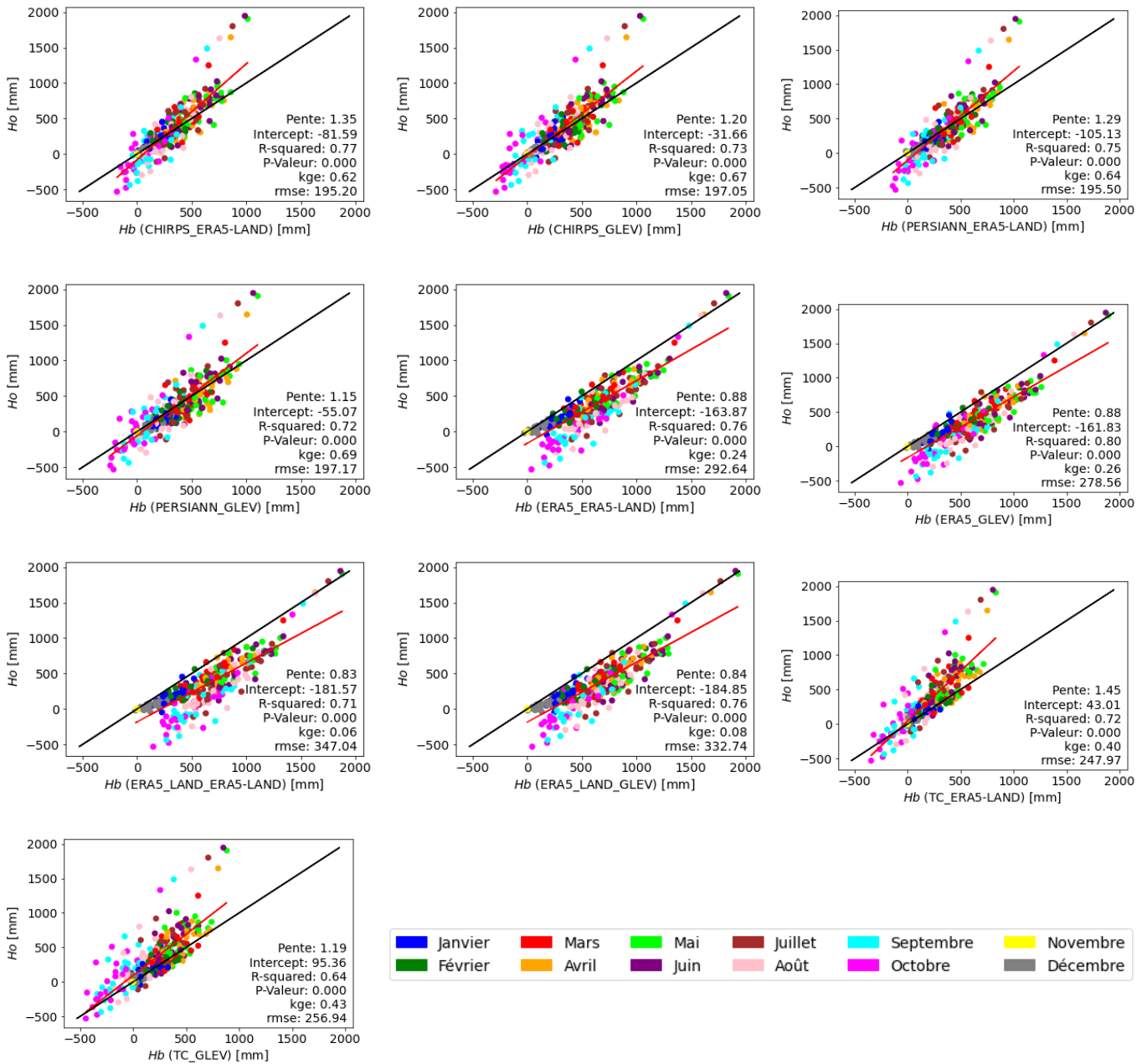


FIGURE 43 – Relation entre la hauteur d'eau mensuelle observée (H_o) et modélisée (H_b) réinitialisée à 0 à chaque mois de novembre, pour toutes les combinaisons de produits (P-E) (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 : 1 (H_o), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (H_o) et (H_b).

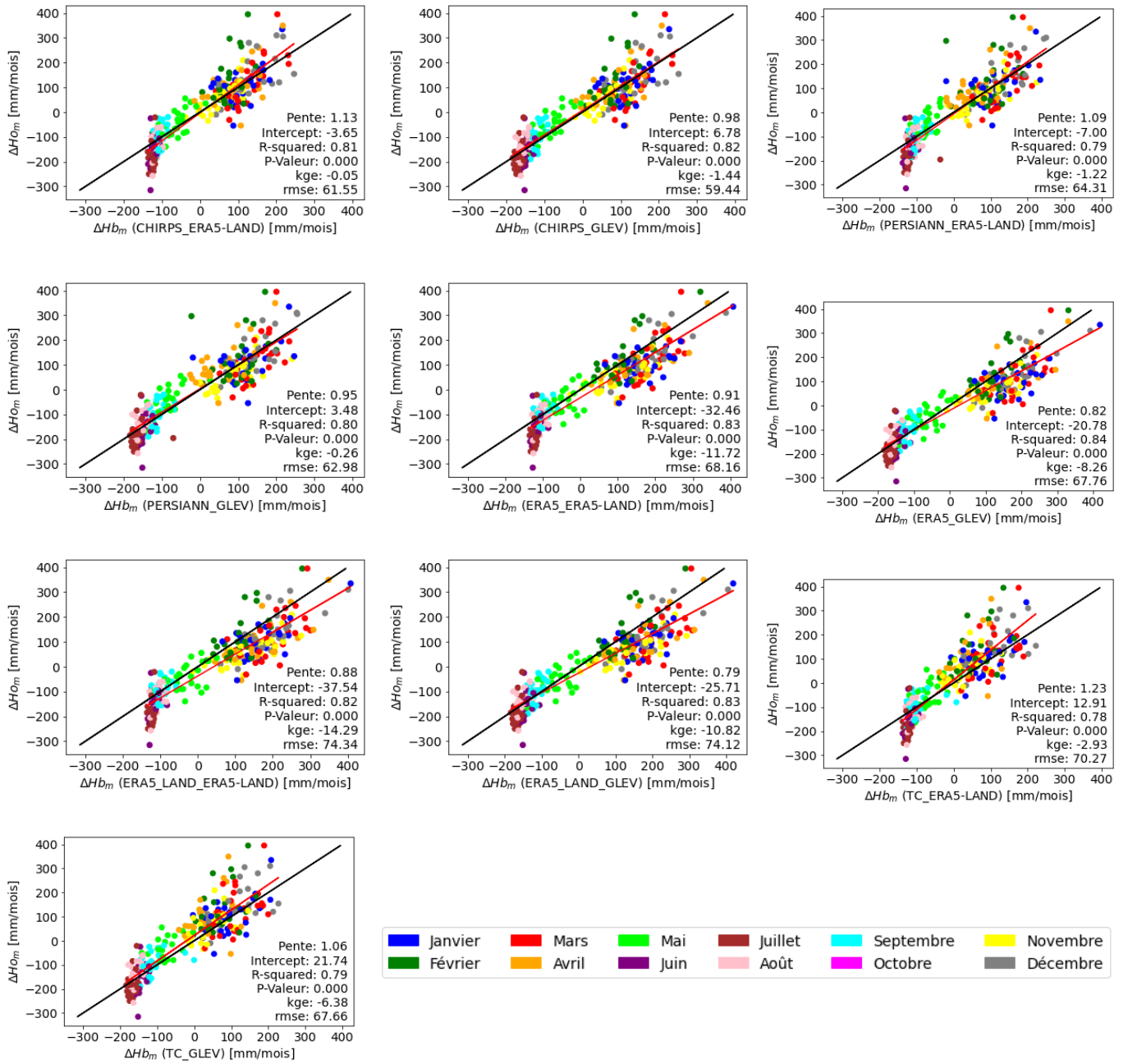


FIGURE 44 – Relation entre la variation de hauteur d'eau mensuelle observée (ΔH_{o_m}) et modélisée (ΔH_{b_m}) par année hydrologique, pour toutes les combinaisons de produits (P-E) (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 :1 (ΔH_{o_m}), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (ΔH_{o_m}) et (ΔH_{b_m}).

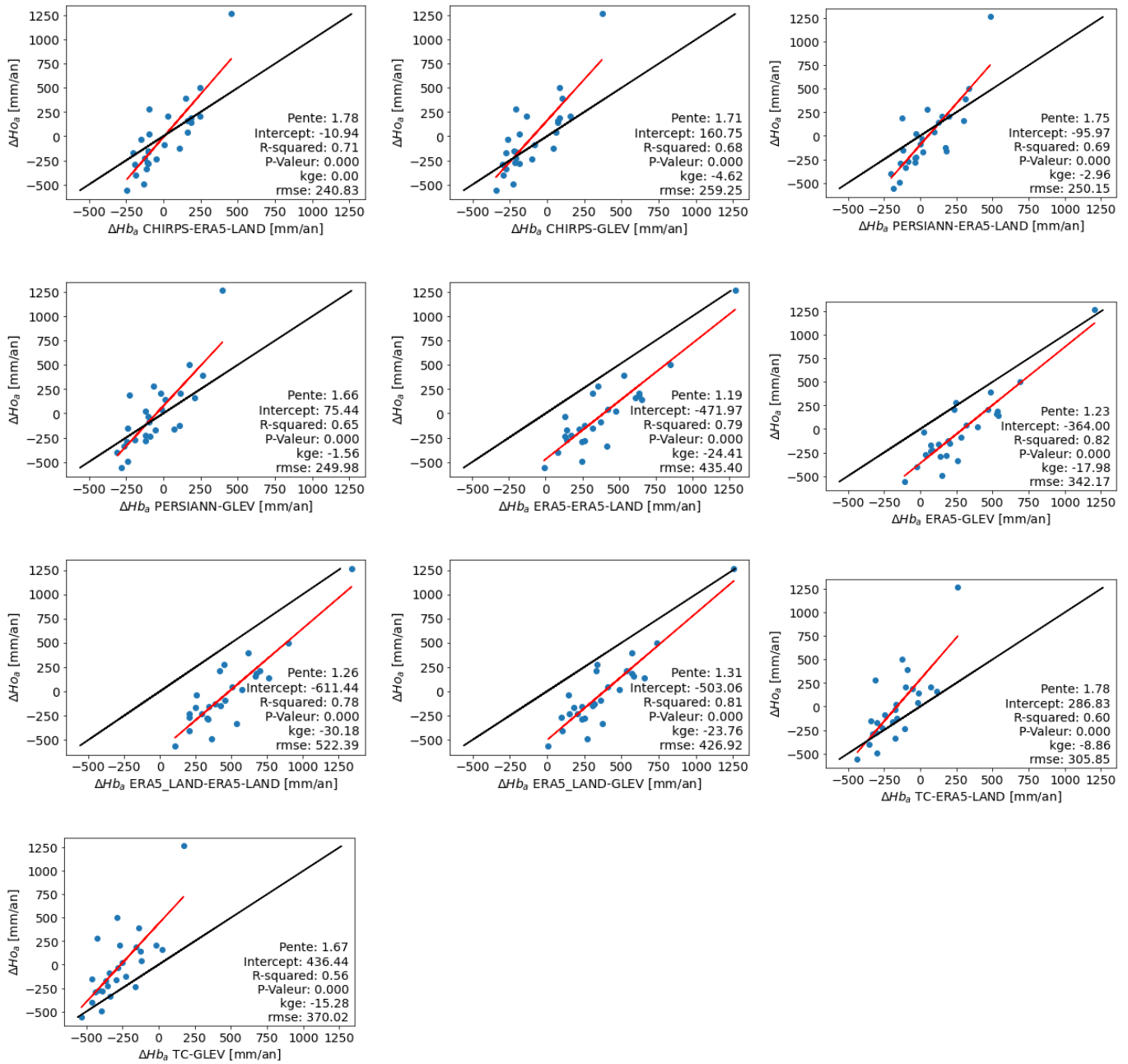


FIGURE 45 – Relation entre la variation de hauteur d'eau annuelle observée (ΔH_{o_a}) et modélisée (ΔH_{b_a}) par année hydrologique, pour toutes les combinaisons de produits (P-E) (1992-2018). La ligne noire représente la droite de régression 1 : 1 (ΔH_{o_a}), tandis que la ligne rouge indique la droite de régression entre (ΔH_{o_a}) et (ΔH_{b_a}).

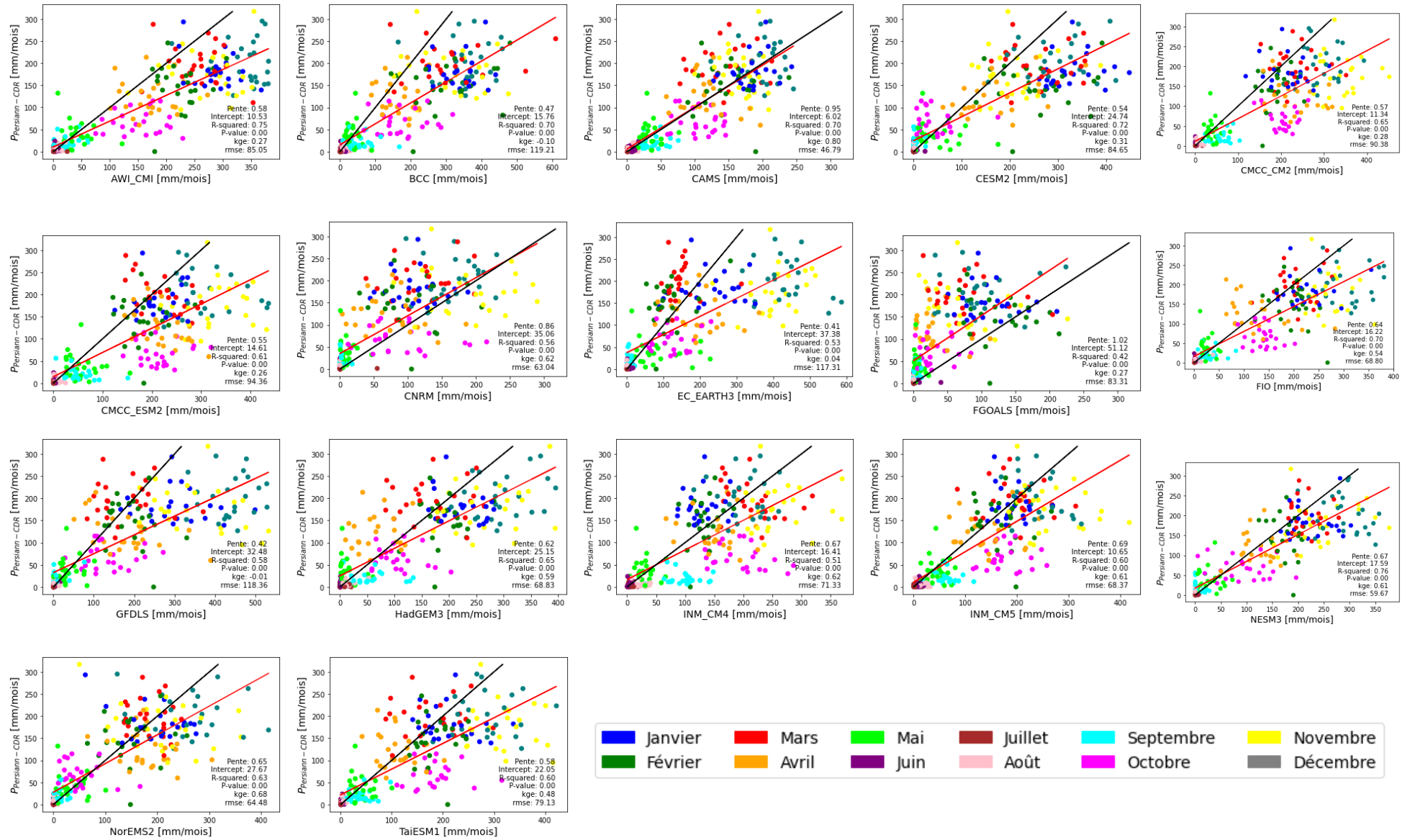


FIGURE 46 – Relations linéaires entre les projections de précipitations moyennes sur le lac issues des modèles CMIP6 avant correction de biais, basées sur le produit PERSIANN-CDR, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit PERSIANN-CDR (1992-2014).

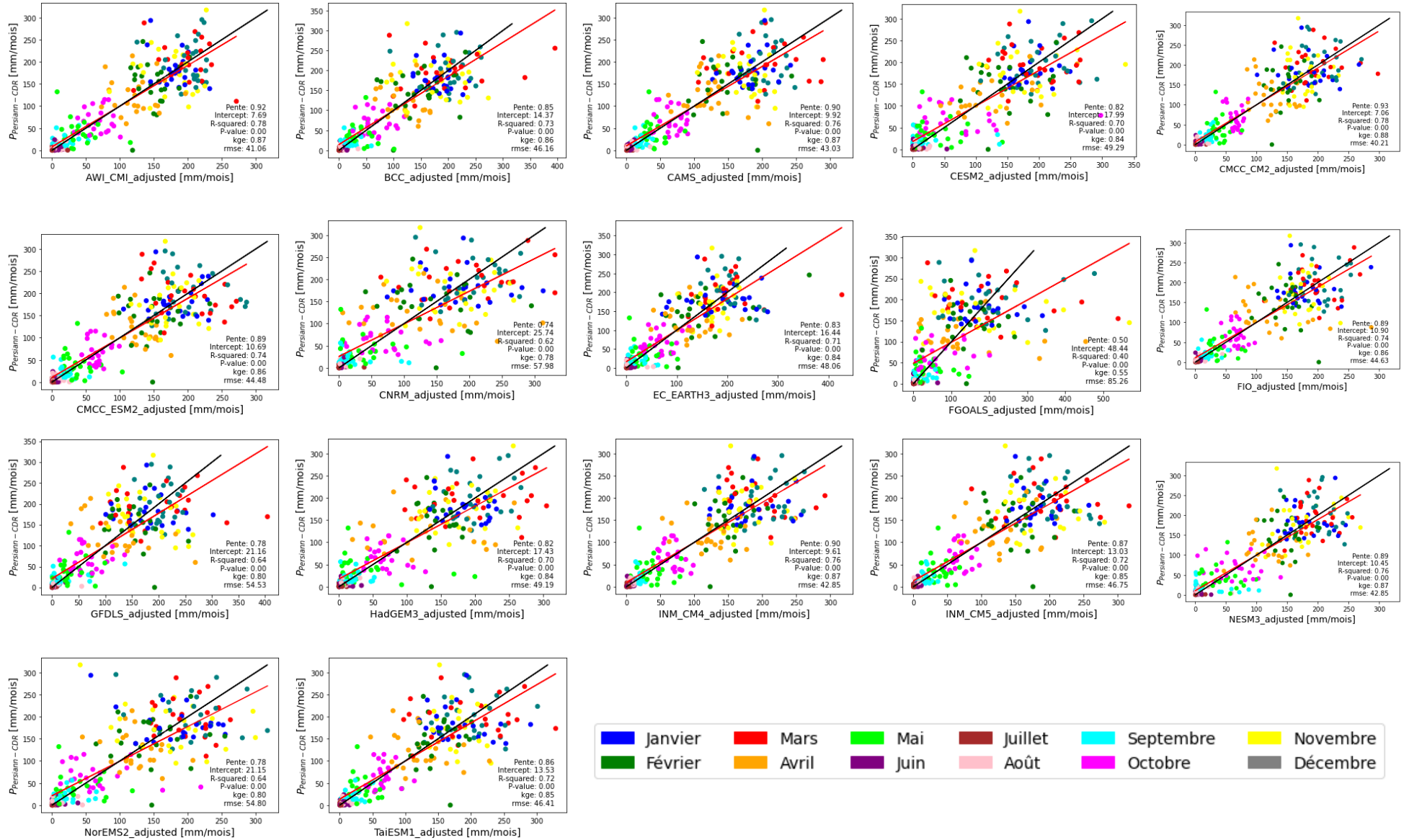


FIGURE 47 – Relations linéaires entre les projections de précipitations moyennes sur le lac issues des modèles CMIP6 après correction de biais, basées sur le produit PERSIANN-CDR, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit PERSIANN-CDR (1992-2014).

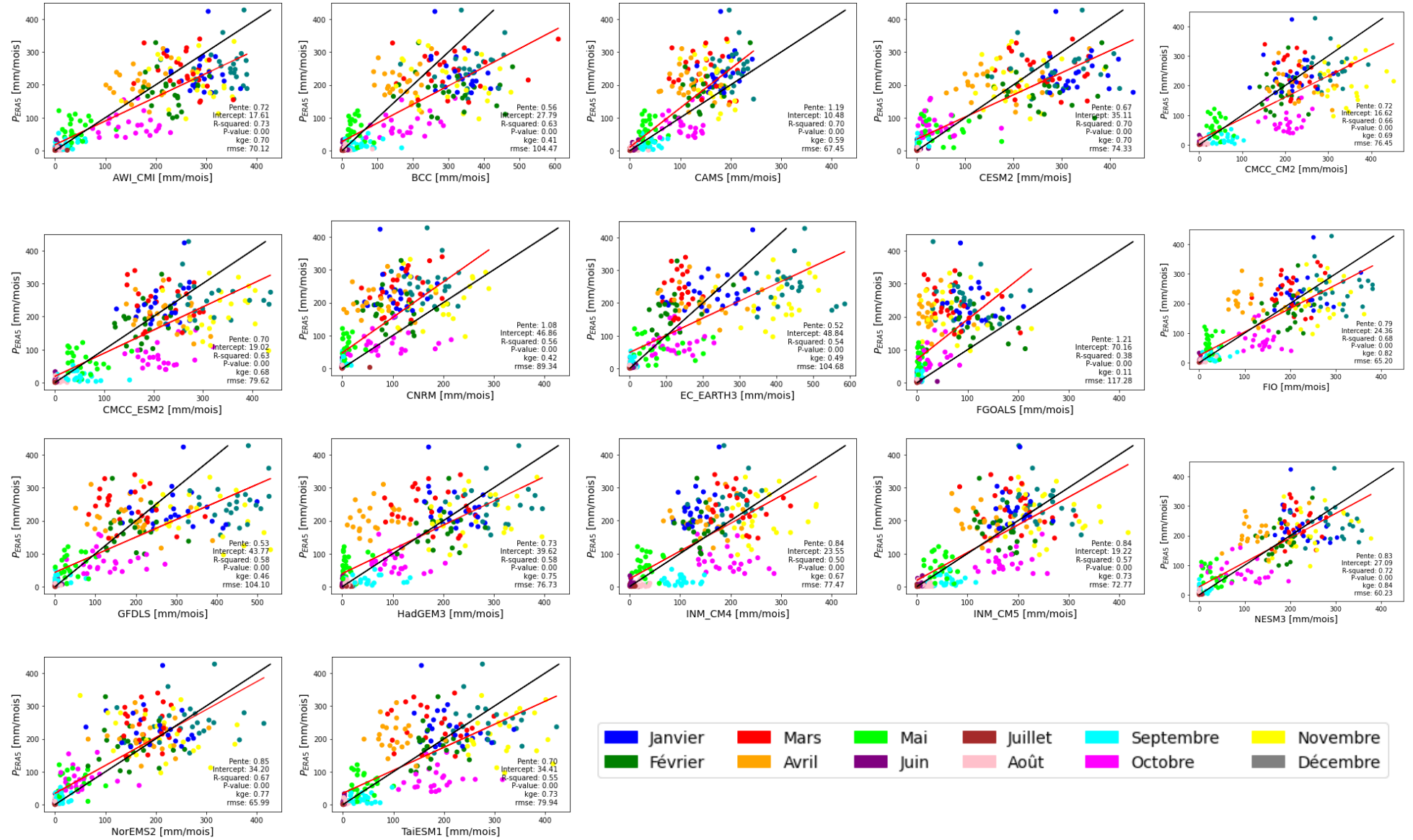


FIGURE 48 – Relations linéaires entre les projections de précipitations moyennes sur le lac issues des modèles CMIP6 avant correction de biais, basées sur le produit ERA5, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit ERA5 (1992-2014).

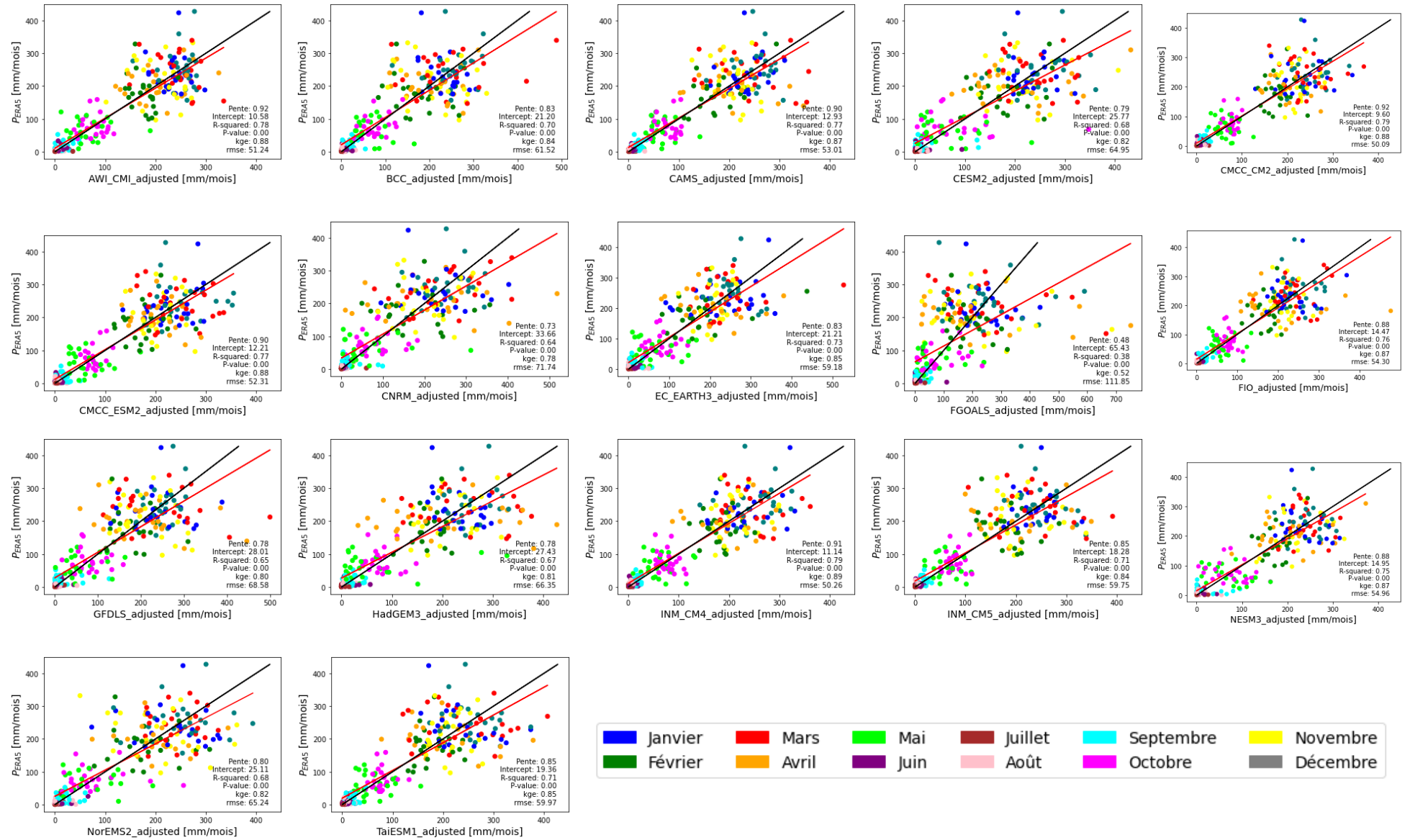


FIGURE 49 – Relations linéaires entre les projections de précipitations moyennes sur le lac issues des modèles CMIP6 après correction de biais, basées sur le produit ERA5, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit ERA5 (1992-2014).

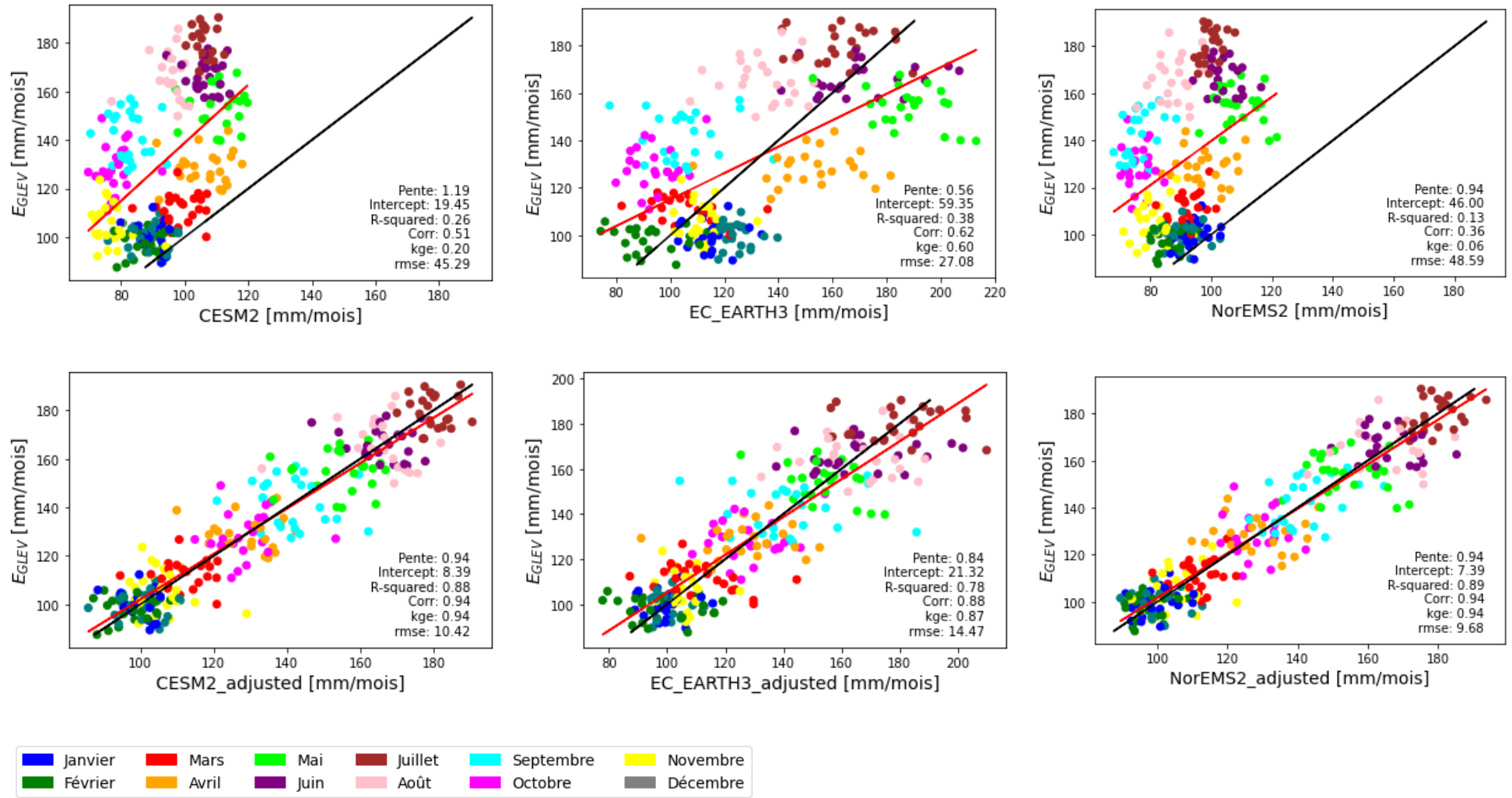


FIGURE 50 – Relations linéaires entre les projections d'évaporation moyennes sur le lac issues des modèles CMIP6 avant et après correction de biais, basées sur le produit GLEV, et l'évaporation mensuelle moyenne issue du produit GLEV (1992-2014).

TABLE 25 – Tableau des indicateurs des régressions linéaires entre les projections de précipitations issues des modèles CMIP6 avant (Av) et après (Ap) correction de biais, basées sur le produit ERA5, et les précipitations mensuelles moyennes issues du produit ERA5 pour la période de contrôle (1992-2014).

Indicateur	R ²		RMSE (mm/mois)		KGE		Pente (mm/mm)		Intercept (mm/mois)		P-valeur	
	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap	Av	Ap
AWI-CM-1-1-MR	0.73	0.78	70.12	51.24	0.70	0.88	0.72	0.92	17.61	10.58	<0.01	<0.01
BCC-CSM2-MR	0.63	0.70	104.47	61.52	0.41	0.84	0.56	0.83	27.79	21.20	<0.01	<0.01
CAMS-CSM1-0	0.70	0.77	67.45	53.01	0.59	0.87	1.19	0.90	10.48	12.93	<0.01	<0.01
CESM2	0.70	0.68	74.33	64.95	0.70	0.82	0.67	0.79	35.11	25.77	<0.01	<0.01
CMCC-CM2-SR5	0.66	0.79	76.45	50.09	0.69	0.88	0.72	0.92	16.62	9.60	<0.01	<0.01
CMCC-ESM2	0.79	0.77	79.62	52.31	0.68	0.88	0.70	0.90	19.02	12.21	<0.01	<0.01
CNRM-CM6-1-HR	0.56	0.64	89.34	71.74	0.42	0.78	1.08	0.73	46.86	33.66	<0.01	<0.01
EC-Earth3-CC	0.54	0.73	104.68	59.18	0.49	0.85	0.52	0.83	48.84	21.21	<0.01	<0.01
FGOALS-f3-L	0.38	0.38	117.28	11.85	0.11	0.52	1.21	0.48	70.16	65.43	<0.01	<0.01
FIO-ESM-2-0	0.68	0.76	65.20	54.30	0.82	0.87	0.79	0.88	24.36	14.47	<0.01	<0.01
GFDL-ESM4	0.58	0.65	104.10	68.58	0.46	0.80	0.53	0.78	43.77	28.01	<0.01	<0.01
HadGEM3-GC31-LL	0.58	0.67	76.73	66.35	0.75	0.81	0.73	0.78	39.62	27.43	<0.01	<0.01
INM-CM4-8	0.50	0.79	77.47	50.26	0.67	0.89	0.84	0.91	23.55	11.14	<0.01	<0.01
INM-CM5-0	0.57	0.71	72.77	59.75	0.73	0.84	0.84	0.85	19.22	18.28	<0.01	<0.01
NESM3	0.72	0.75	60.23	54.96	0.84	0.87	0.83	0.88	27.09	14.95	<0.01	<0.01
NorESM2-MM	0.67	0.68	65.99	65.24	0.77	0.82	0.85	0.80	34.20	25.11	<0.01	<0.01
TaiESM1	0.55	0.71	79.94	59.97	0.73	0.85	0.70	0.85	34.41	19.36	<0.01	<0.01

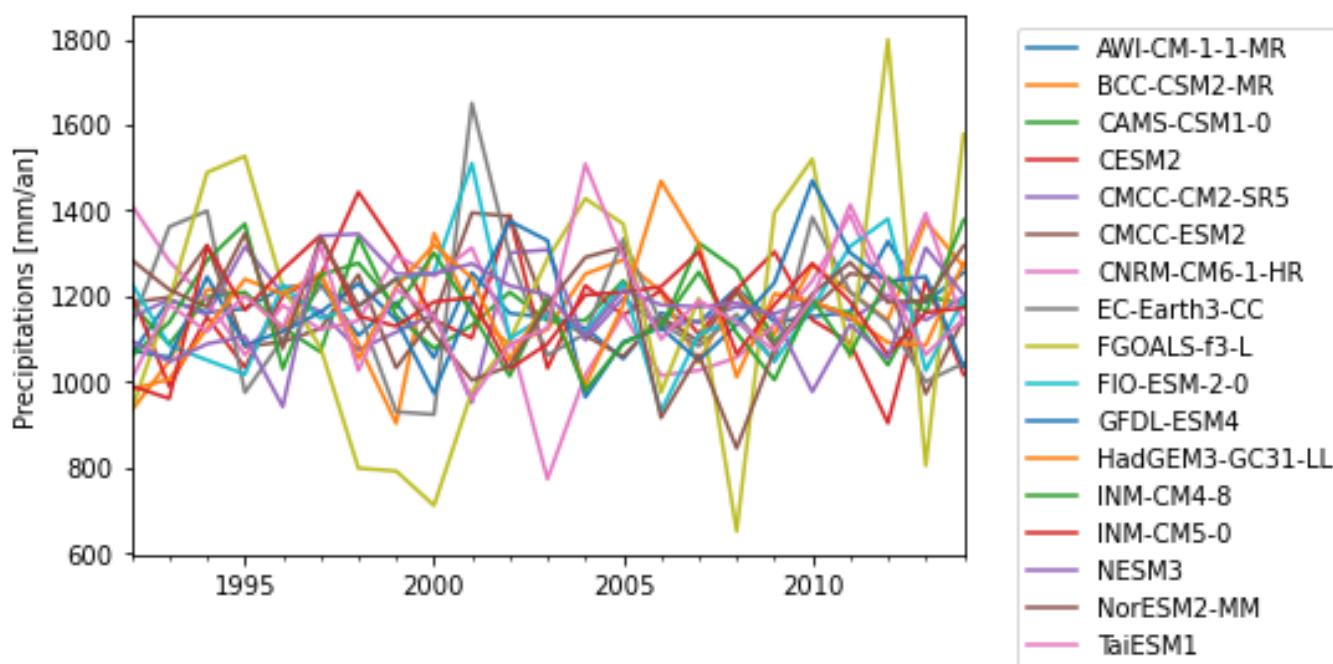


FIGURE 51 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit Persiann-CDR pour la période de contrôle (1992-2014).

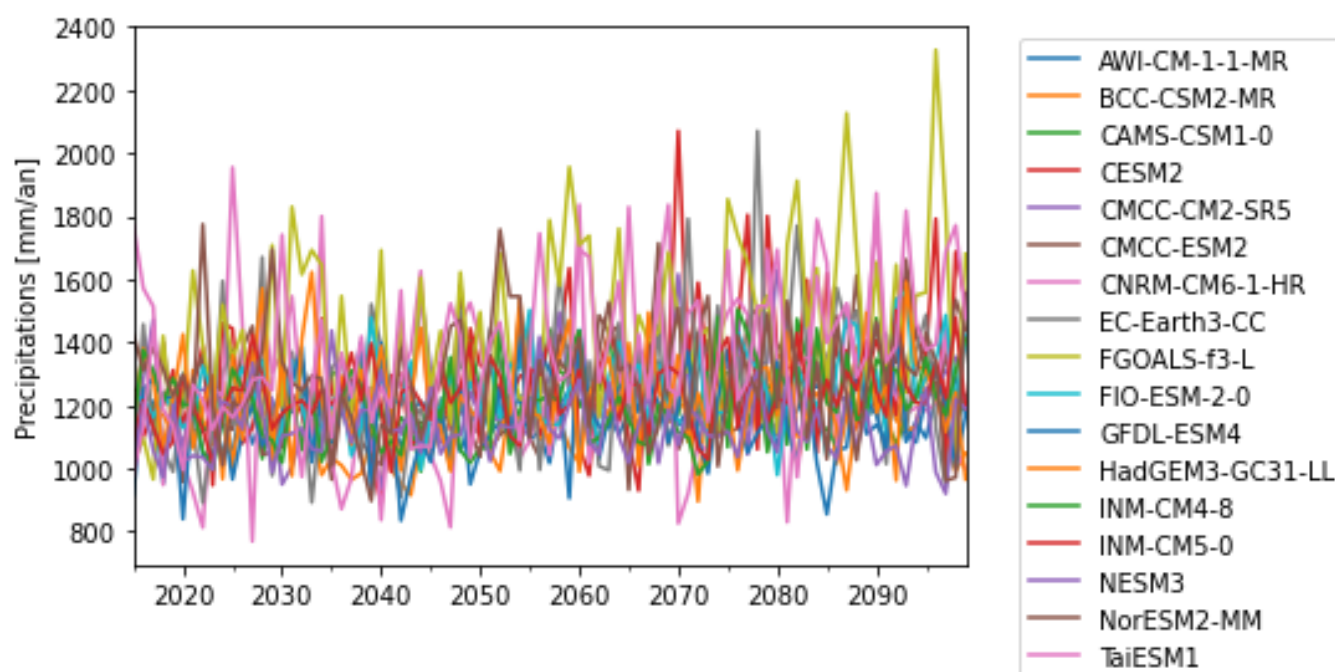


FIGURE 52 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit Persiann-CDR pour le scénario SSP2-4.5 (2015-2099).

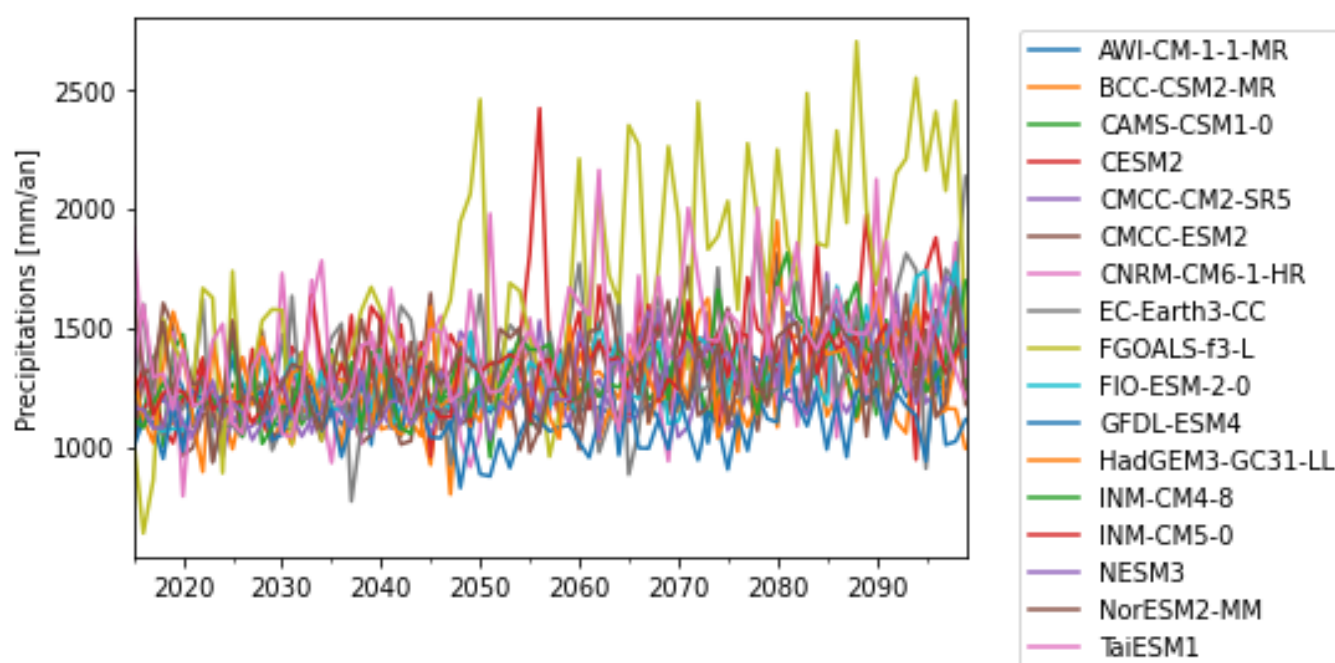


FIGURE 53 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit Persiann-CDR pour le scénario SSP5-8.5 (2015-2099).

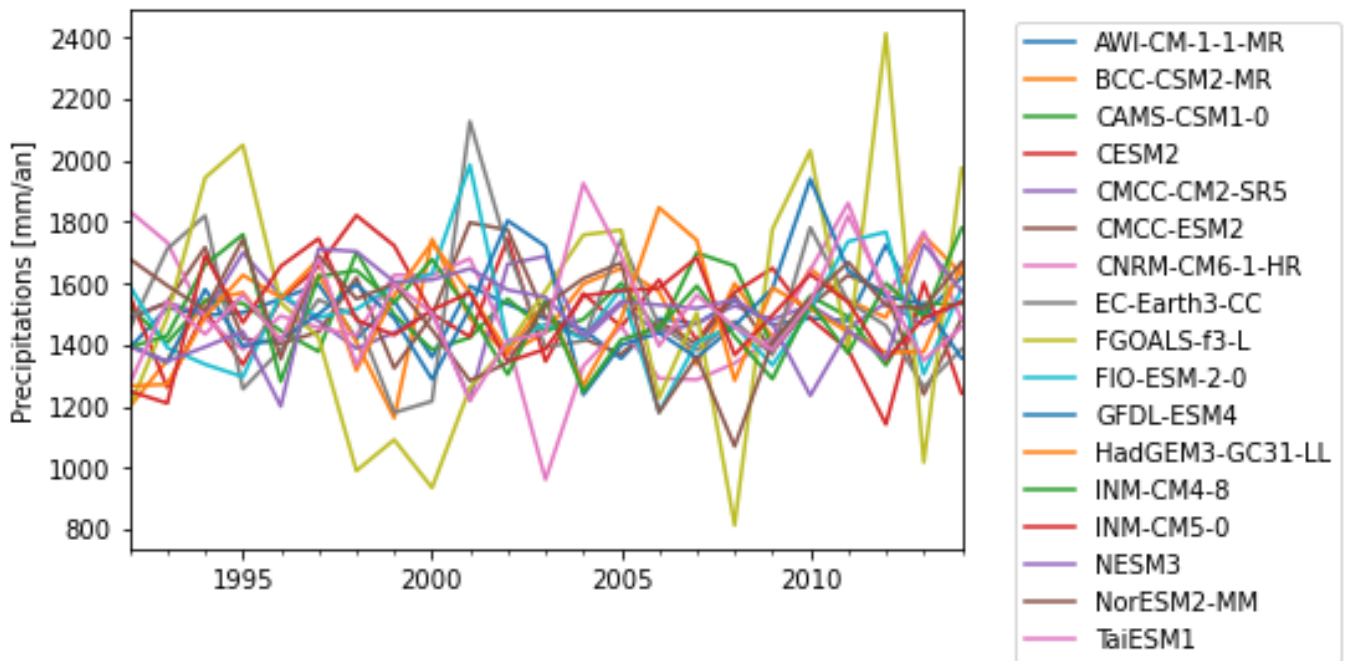


FIGURE 54 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit ERA5 pour la période de contrôle (1992-2014).

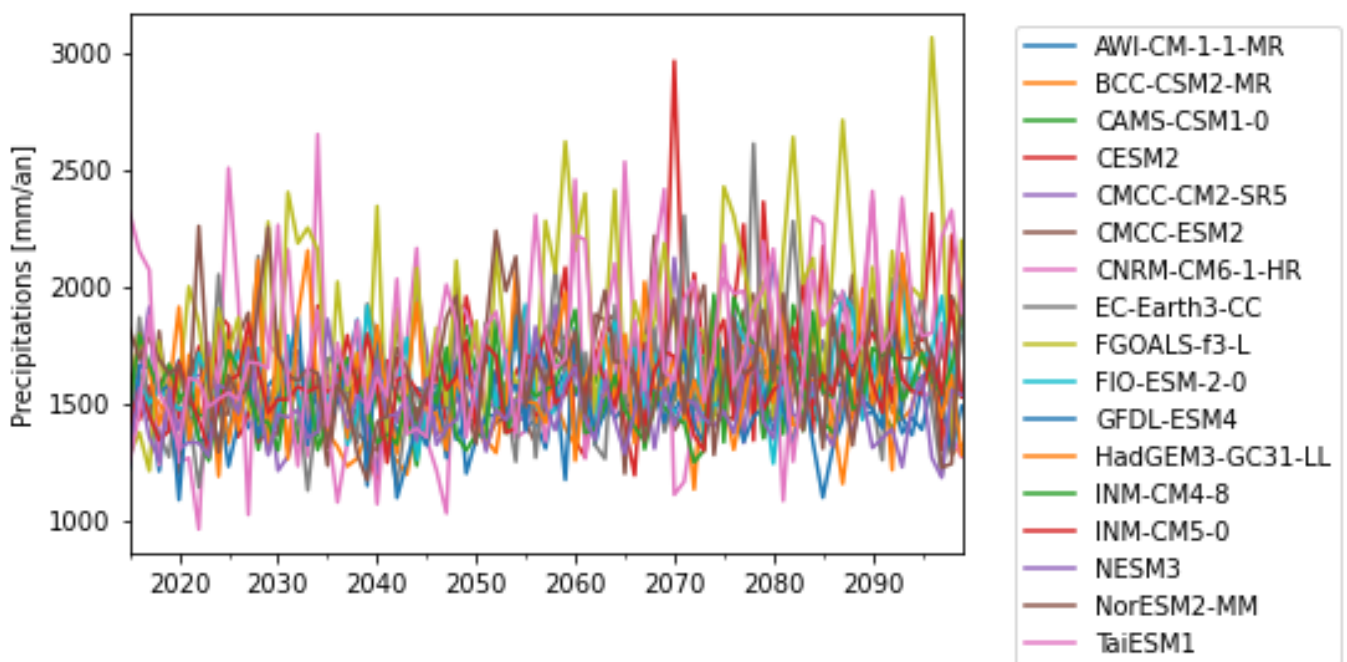


FIGURE 55 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit ERA5 pour le scénario SSP2-4.5 (2015-2099).

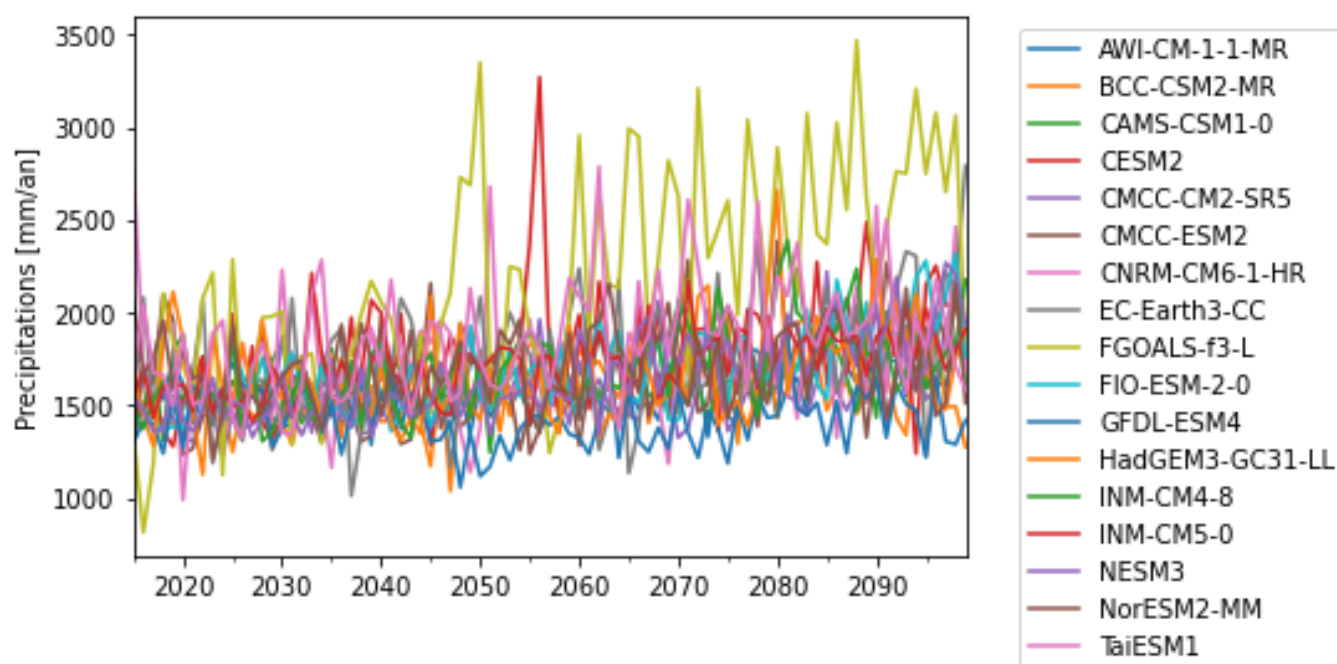


FIGURE 56 – Séries temporelles des sommes annuelles de précipitations moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit ERA5 pour le scénario SSP5-8.5 (2015-2099).

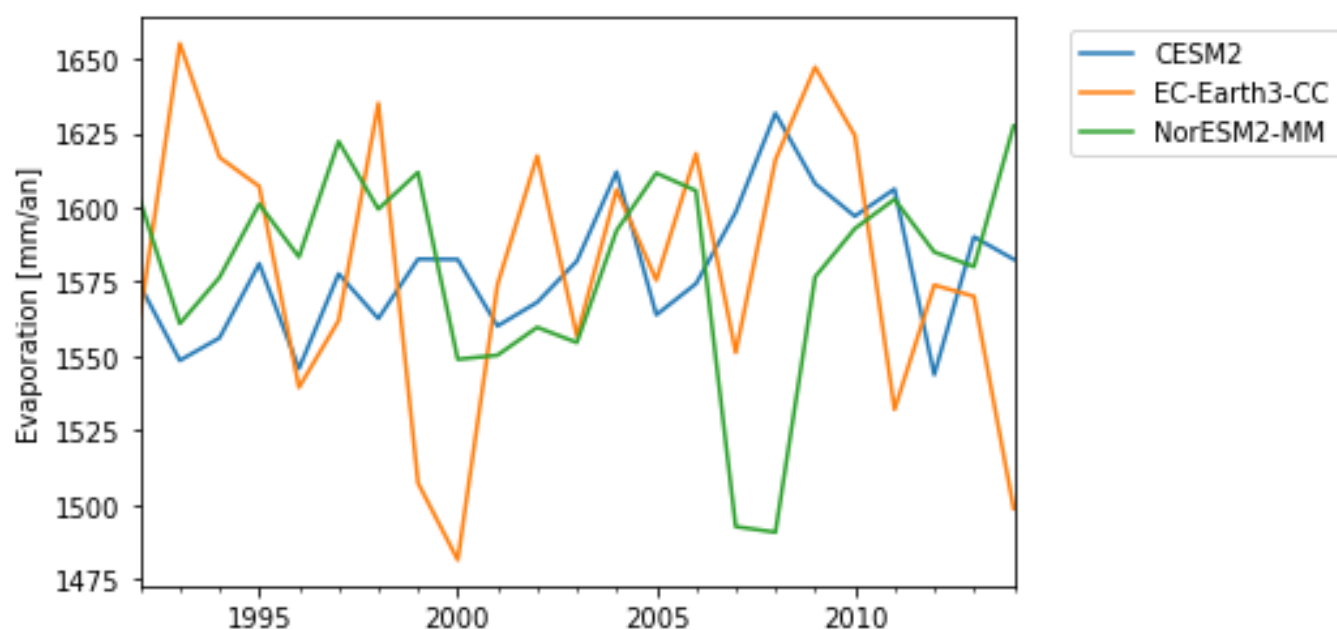


FIGURE 57 – Séries temporelles des sommes annuelles d'évaporation moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit GLEV pour la période de contrôle (1992-2014).

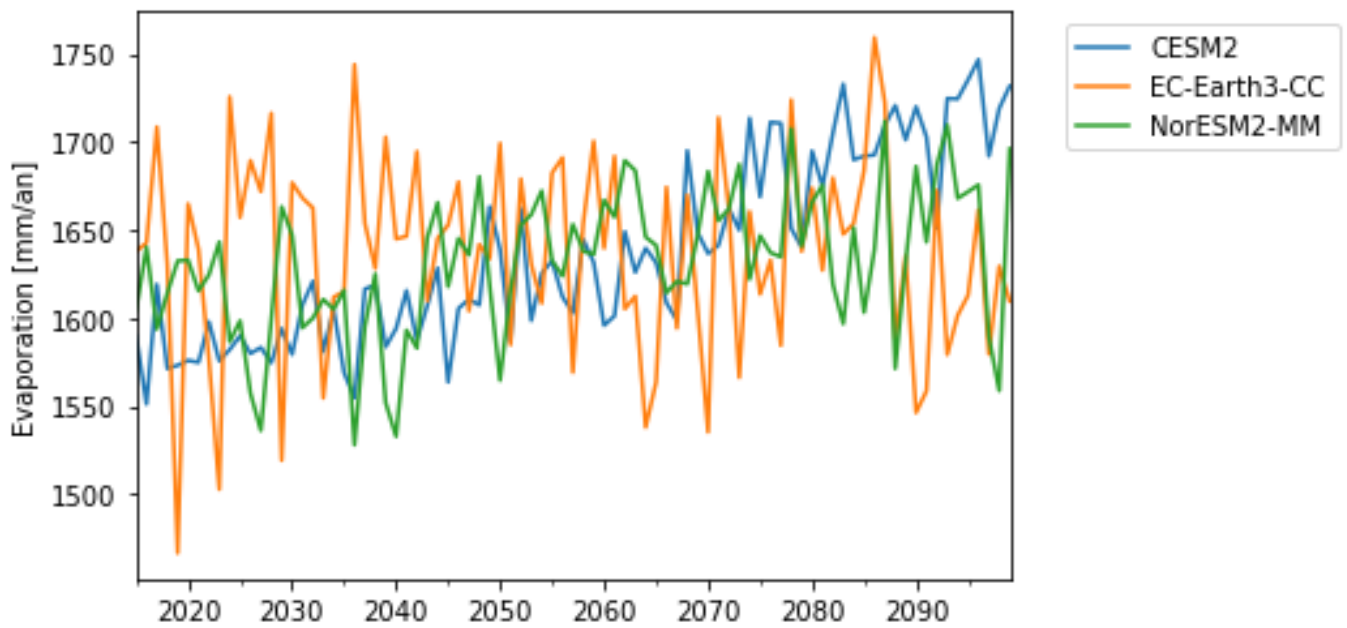


FIGURE 58 – Séries temporelles des sommes annuelles d'évaporation moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit GLEV pour le scénario SSP2-4.5 (2015-2099).

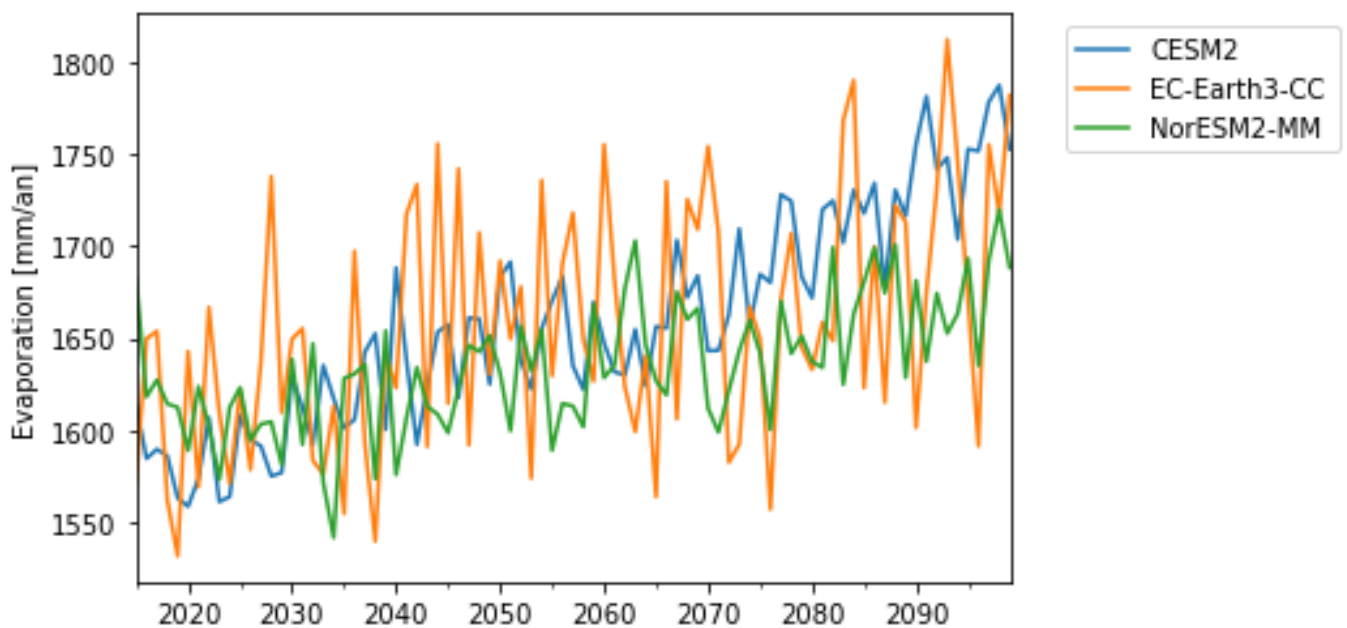


FIGURE 59 – Séries temporelles des sommes annuelles d'évaporation moyennes sur le lac corrigées des différentes projections issues des modèles du projet CMIP6, basées sur le produit GLEV pour le scénario SSP5-8.5 (2015-2099).

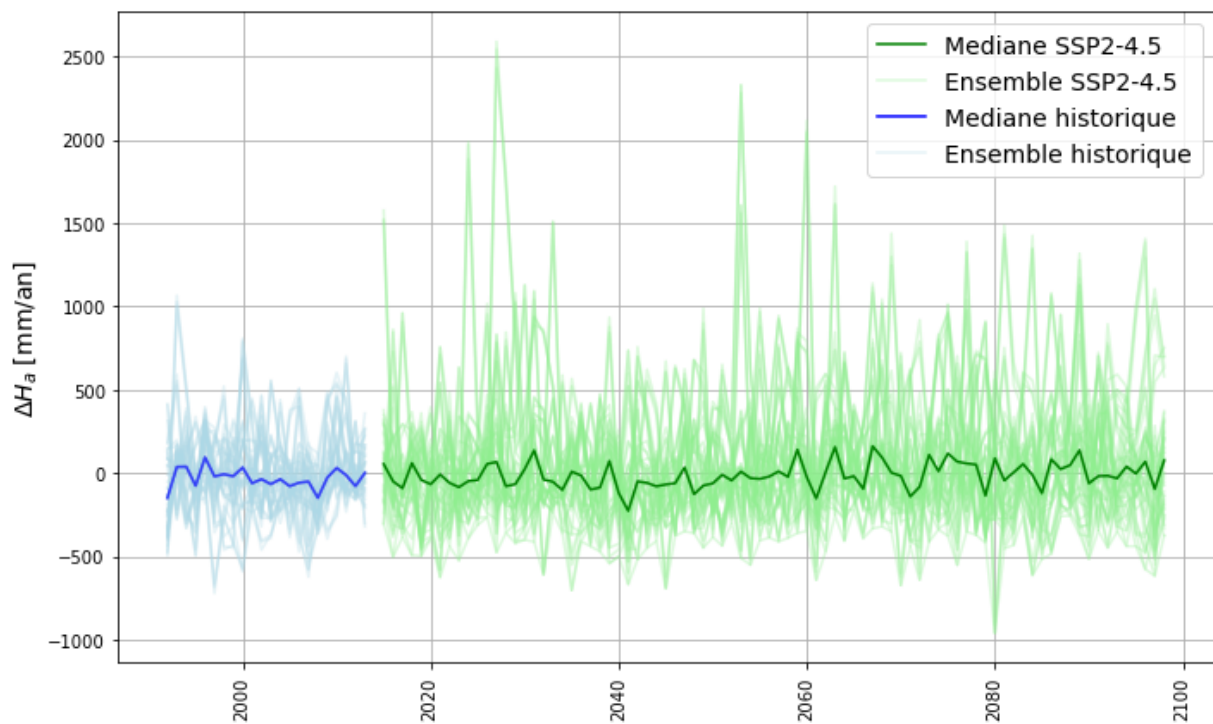


FIGURE 60 – Séries temporelles des variations annuelles de hauteur d’eau modélisées, basées sur les combinaisons de projections (P-E) issues de modèles du CMIP6 corrigées sur base de la combinaison (P-E) Persiann-GLEV, pour la période de contrôle (1992-2014) et la période future sous le scénario SSP2-4.5 (2015-2099).

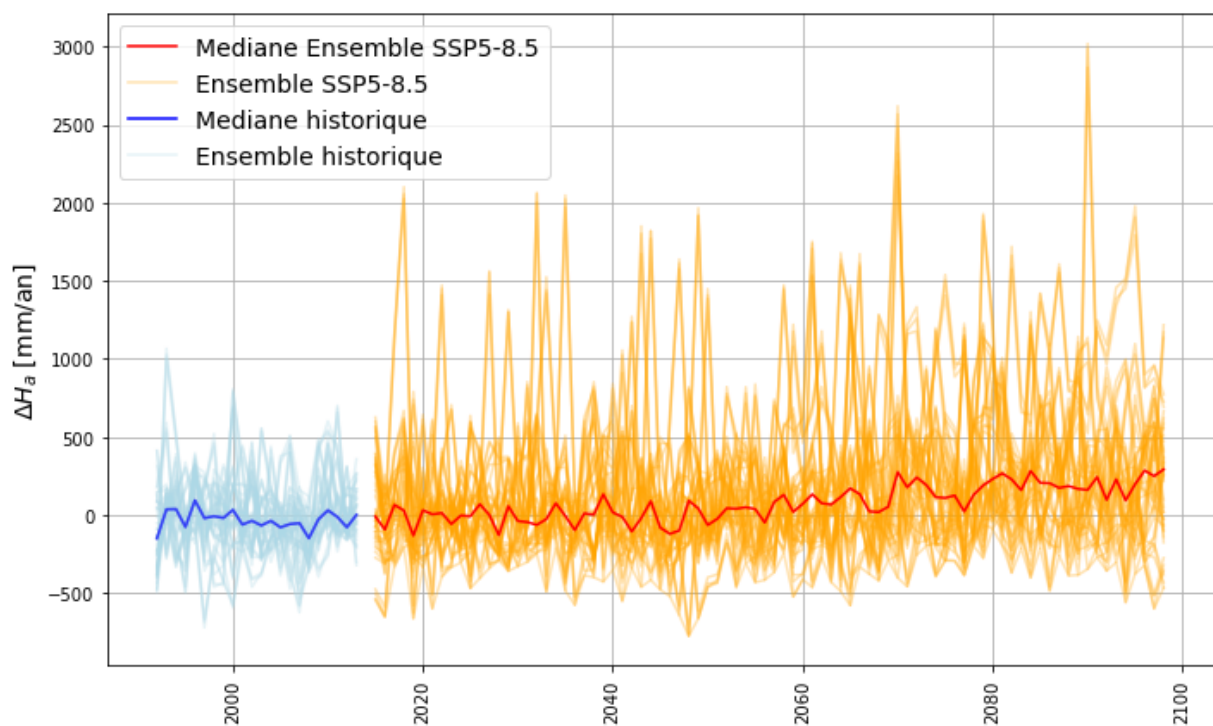


FIGURE 61 – Séries temporelles des variations annuelles de hauteur d’eau modélisées, basées sur les combinaisons de projections (P-E) issues de modèles du CMIP6 corrigées sur base de la combinaison (P-E) Persiann-GLEV, pour la période de contrôle (1992-2014) et la période future sous le scénario SSP5-8.5 (2015-2099).

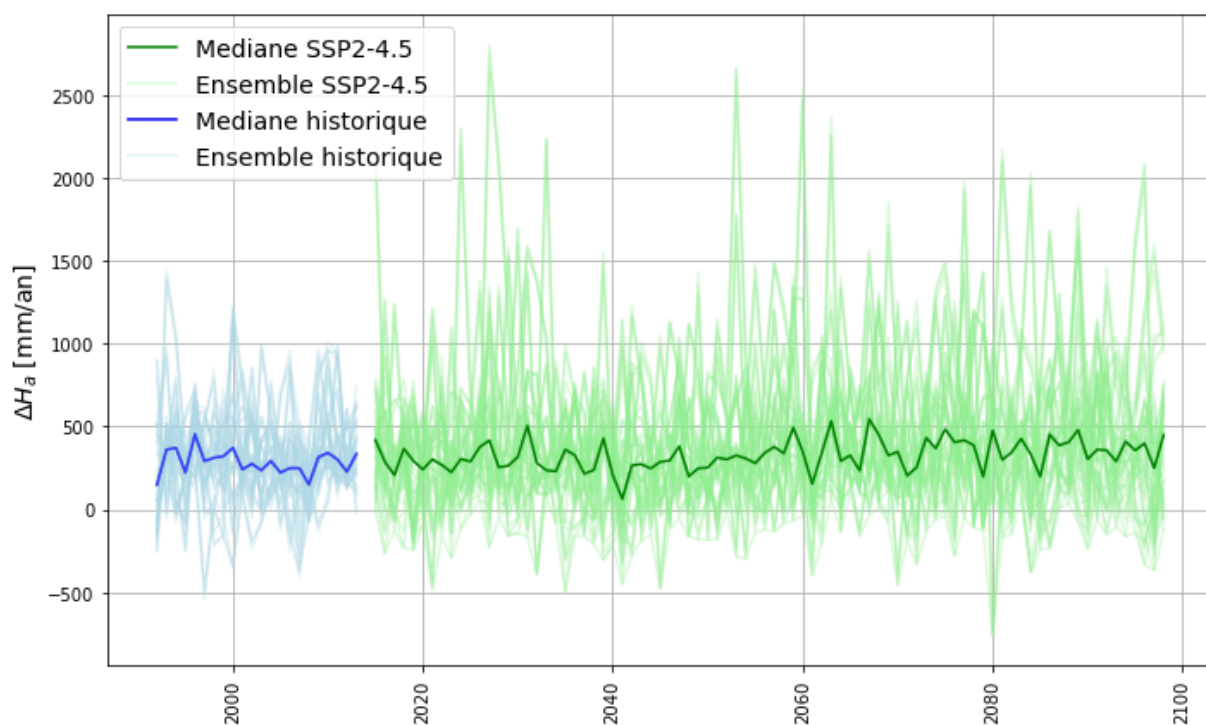


FIGURE 62 – Séries temporelles des variations annuelles de hauteur d’eau modélisées, basées sur les combinaisons de projections (P-E) issues de modèles du CMIP6 corrigées sur base de la combinaison (P-E) ERA5-GLEV, pour la période de contrôle (1992-2014) et la période future sous le scénario SSP2-4.5 (2015-2099).

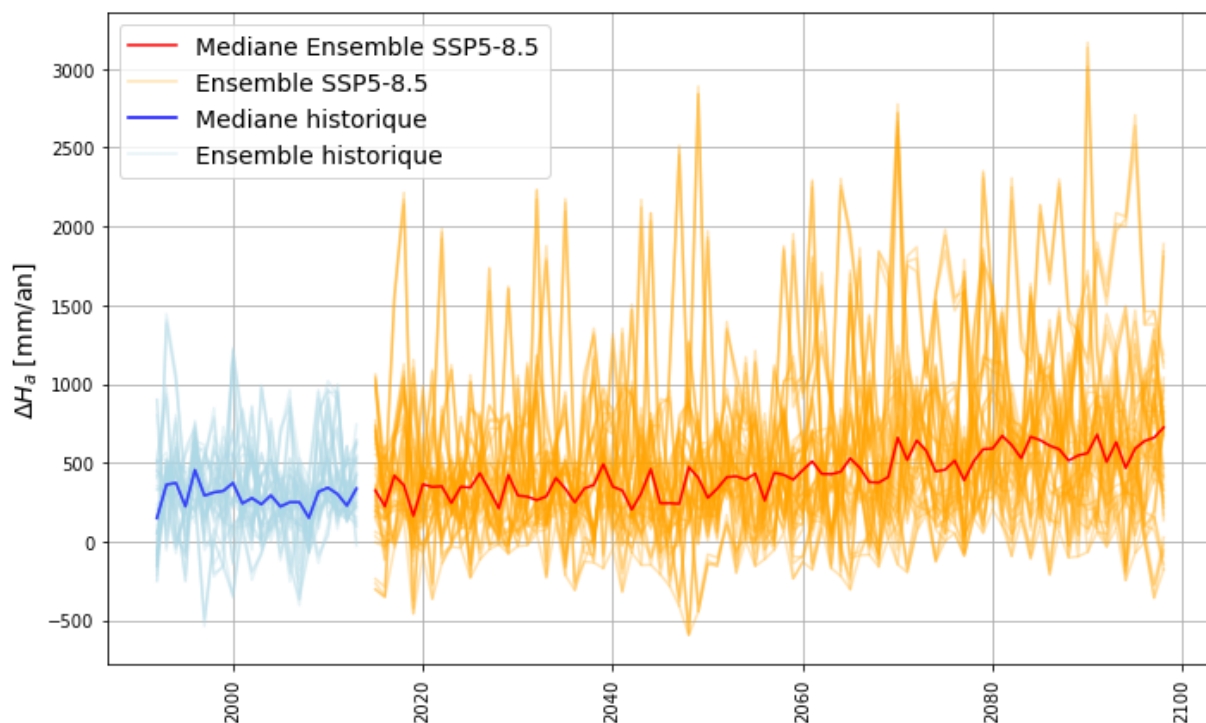


FIGURE 63 – Séries temporelles des variations annuelles de hauteur d’eau modélisées, basées sur les combinaisons de projections (P-E) issues de modèles du CMIP6 corrigées sur base de la combinaison (P-E) ERA5-GLEV, pour la période de contrôle (1992-2014) et la période future sous le scénario SSP5-8.5 (2015-2099).

Impact du changement climatique sur le bilan hydrologique du lac Tanganyika

Arnaud Dessy

Le lac Tanganyika, situé dans la région des Grands Lacs d'Afrique de l'Est, est le deuxième lac le plus profond et le plus ancien au monde, ainsi que le deuxième plus grand d'Afrique en termes de superficie. Ce lac d'importance mondiale est de plus en plus confronté à des phénomènes d'inondation, avec des débordements affectant les terres environnantes.

Cette étude se concentre sur l'identification des flux majeurs contrôlant les variations du stock d'eau du lac Tanganyika sur une base mensuelle et annuelle. Grâce à la télédétection par satellite, elle vise à prédire l'évolution future du niveau d'eau du lac sous les scénarios climatiques SSP2-4.5 et SSP5-8.5.

Un bilan hydrologique a été réalisé en considérant quatre flux : les précipitations, l'évaporation, les contributions des trois principales rivières, et l'exutoire unique du lac. Les résultats montrent que les précipitations et l'évaporation sont les flux dominants du bilan hydrologique. En outre, les combinaisons de produits de précipitations et d'évaporation PERSIANN-GLEV et ERA5-GLEV se sont révélées les plus performantes pour modéliser respectivement la dynamique de la hauteur d'eau moyenne et les niveaux d'eau élevés. Selon les projections, les niveaux d'eau du lac devraient augmenter jusqu'en 2099 sous les deux scénarios climatiques examinés. Toutefois, ces prévisions doivent être interprétées avec prudence en raison des incertitudes et des limitations méthodologiques.