



ARTICLE DE RECHERCHE

Article Info.:

Reçu : le 22/07/2026

Accepté : le 29/09/2026

Publié : le 30/09/2026

CARACTÉRISATION MORPHO-HYDROLOGIQUE QUANTITATIVE DU MACRO-BASSIN DE LA RIVIÈRE RUKI-TSHUAPA (RDC)

Abel mwen Mutsindu Ntombi *, Moïse Konga Losembe, Joseph Mbo Ndongela, Arvel Mfuankatu Yovoka, Modeste Muke Kisangala, Didier Ngunga Yina, Fils Imwangana Makanzu, Serge Sanghy Pangu

<https://doi.org/10.70237/jafrisci.2026.v3.i11.07>

Résumé

Le présent article caractérise les paramètres géométriques et topographiques du bassin versant de la Ruki-Tshuapa, sous-ensemble encore peu étudié de la Cuvette Centrale congolaise à travers une analyse morphométrique exhaustive. Les résultats indiquent une superficie de 188 843,22 km² et un périmètre de 3 374,37 km. L'analyse des indices de forme révèle une configuration géométrique exceptionnellement allongée, validée par l'indice de Gravelius ($KG = 2,17$), le facteur de Horton ($Rf = 0,077$) et les dimensions du rectangle équivalent (1 563,11 km × 120,81 km). Le relief se caractérise par une très faible énergie topographique associée à une dénivelée globale de 447 m et un profil hypsométrique concave ($HI = 0,261$), témoins d'une plaine sédimentaire sénile parvenue au stade de pénéplaine. Paradoxalement, sous un climat équatorial à forte pluviosité, la densité de drainage s'avère particulièrement lâche ($Dd = 0,361 \text{ km/km}^2$). Interprété comme un indice comparatif d'inertie, le temps de transit estimé à environ 17,7 jours par la formule de Giandotti appliquée à la longueur du collecteur principal (1 289,37 km), et à 16 - 20 jours par une approche cinématique fondée sur les vitesses mesurées par profileur acoustique dans le Congo, traduit une régulation hydraulique majeure. Cette inertie favorise un temps de contact prolongé entre flux hydriques et formations sédimentaires superficielles, cohérent avec le rôle de la Ruki-Tshuapa comme socle physique de la turfigenèse et du maintien des immenses stocks de carbone de la Cuvette Centrale. L'étude fournit une base morphométrique de référence pour les futures modélisations hydro-sédimentaires et biogéochimiques de ce bassin stratégique.

Mots-clés: Analyse morphométrique, Bassin de la Ruki-Tshuapa, Intégrale hypsométrique, Inertie hydraulique, Turfigenèse, Cuvette Centrale

Abstract

This article characterizes the geometric and topographic parameters of the Ruki-Tshuapa watershed, an understudied sub-basin of the Congolese Central Cuvette through a comprehensive morphometric analysis. The results indicate an area of 188,843.22 km² and a perimeter of 3,374.37 km. Shape index analysis reveals an exceptionally elongated geometric configuration, validated by the Gravelius compactness coefficient ($KG = 2.17$), Horton's form factor ($Rf = 0.077$), and equivalent rectangle dimensions (1,563.11 km × 120.81 km). The relief is characterized by very low topographic energy, associated with an overall elevation difference of 447 m and a concave hypsometric profile ($HI = 0.261$), indicative of a senile sedimentary plain that has reached the peneplain stage. Paradoxically, despite an equatorial climate with high rainfall, the drainage density is notably sparse ($Dd = 0.361 \text{ km/km}^2$). Interpreted as a comparative index of inertia, the transit time estimated at approximately 17.7 days using the Giandotti formula applied to the main channel length (1,289.37 km), and at 16 - 20 days using a kinematic approach based on acoustic Doppler velocity measurements in the Congo River, reflects major hydraulic regulation. This inertia facilitates a prolonged contact time between water flows and superficial sedimentary formations, consistent with the Ruki-Tshuapa's role as the physical foundation for peatogenesis and the preservation of the Central Cuvette's vast carbon stocks. This study provides a baseline morphometric reference for future hydro-sedimentary and biogeochemical modeling of this strategic basin.

Keywords: Morphometric analysis, Ruki-Tshuapa basin, Hypsometric integral, Hydraulic inertia, Peatlands, Cuvette Centrale

1. Introduction

Le bassin versant constitue l'unité topographique et fonctionnelle de base pour toute analyse hydrologique, des dynamiques sédimentaires et des risques hydro-climatiques.

La caractérisation quantitative de ses attributs géométriques et topographiques est une étape fondamentale en hydrologie de surface, dans la mesure où la morphologie d'un territoire régit directement les modalités de transfert du ruissellement vers le réseau de drainage. Depuis les travaux fondateurs de

l'école quantitative en géomorphologie, le bassin versant est appréhendé non plus comme une délimitation aréolaire passive, mais comme un géo-système dynamique modélisable par des indices morphométriques précis [1], [2].

En République Démocratique du Congo (RDC), la télédétection et les SIG ont facilité l'extraction automatisée des réseaux hydrographiques à partir des MNT. La littérature nationale a surtout traité les géo-systèmes à forte énergie ou sous pression anthropique, notamment les bassins urbains de Kinshasa [3], [4] et les dynamiques de bassin du Kongo-Central, qu'il s'agisse de déforestation [5] ou de cartographie des zones humides [6]. En Afrique de l'Ouest, une école active a par ailleurs développé l'analyse morphométrique statistique de grands bassins : Faye et ses collaborateurs ont ainsi caractérisé les bassins de la Gambie et du fleuve Sénégal, montrant le rôle discriminant des indices de forme (Gravelius, rectangle équivalent) dans la réponse hydrologique [7], [8], [9].

En revanche, des vastes macro-bassins de la Cuvette Centrale demeurent peu explorés par la recherche hydrodynamique. Le sous-bassin de la Ruki-Tshuapa illustre clairement cet état des choses. En effet, malgré un intérêt international croissant lié à son rôle biogéochimique mondial [10], ses fondements physiques et géométriques, qui expliquent la lenteur de ses écoulements, n'ont pas encore fait l'objet d'une analyse morphométrique exhaustive. Cette étude comble cette lacune et fournit une base physique de référence pour les futures modélisations hydrologiques et biogéochimiques de ce bassin stratégique.

2. Matériel et méthodes

2.1. Présentation de la zone d'étude

Le bassin versant de la Ruki-Tshuapa est intégralement situé en RDC (provinces de la Mongala, de l'Équateur et du Sankuru), entre les longitudes 18,23° et 24,77° Est et les latitudes 0,73° Nord et 3,41° Sud, à cheval sur l'Équateur. Il s'inscrit au cœur de la Cuvette Centrale congolaise, dépression synclinale comblée par d'épaisses séries de sédiments continentaux meubles d'âges mésozoïque à cénozoïque [11], [12].

Sur le plan hydrographique, ce système présente une spécificité hydronymique remarquable qui traduit l'unité d'un même continuum physique. Le cours d'eau principal est désigné sous le nom de Rivière Tshuapa depuis sa source (située sur les plateaux du sud-est) jusqu'à sa confluence avec la Lomela. À partir de ce point de convergence, et jusqu'à son exutoire final dans le fleuve Congo au niveau de la ville de Mbandaka, cette rivière est nommée Rivière Ruki. Cette dualité nominale (Ruki-Tshuapa) repose sur des perceptions géographiques locales et historiques liées à la navigabilité et à l'embouchure, mais elle masque une réalité hydro-dynamique unique : la Tshuapa constitue le véritable tronc supérieur et la colonne vertébrale physique de l'ensemble du réseau de la Ruki.

Le climat est équatorial permanent (Af de Köppen-Geiger), avec 1 800 - 2 200 mm de précipitations annuelles sans saison sèche marquée, soutenant forêt dense humide et vastes forêts marécageuses [12].

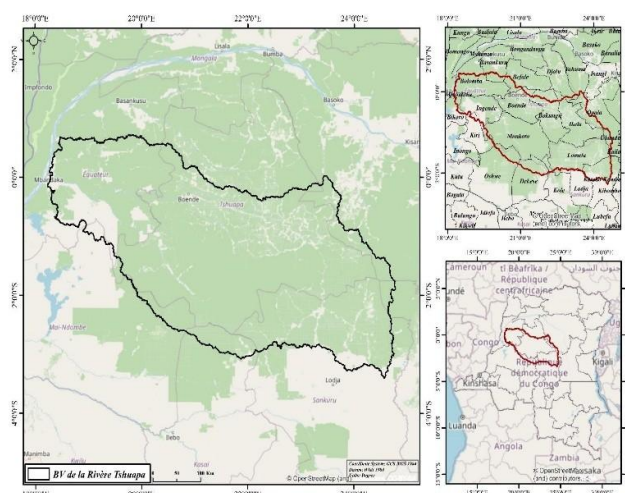


Figure 1. Carte de localisation du Bassin versant de la Ruki-Tshuapa

2.2. Approche méthodologique

Afin de caractériser de manière quantitative la géométrie, la configuration du réseau hydrographique et le comportement hydrodynamique potentiel du macro-bassin de la Tshuapa, une analyse morphométrique systématique a été réalisée. Les indicateurs retenus permettent d'évaluer ses caractéristiques de forme (indices de linéarité), la structure de son chevelu de drainage (indices de réseau), et ses propriétés topographiques (indices de relief). Le choix de ces paramètres s'appuie sur les équations standards de la géomorphologie quantitative, issues principalement des lois de Horton [1], Strahler [13] et Schumm [14].

La caractérisation morpho-hydrologique repose sur l'exploitation de deux Modèles Numériques de Terrain (MNT) dont un ALOS PALSAR RTC d'une résolution spatiale de 12,5 mètres et un SRTM de 90 mètres de résolution spatiale. Cette combinaison est courante en morphométrie par télédétection [15]. L'extraction du réseau et le calcul des indices s'appuient sur des équations empiriques fondamentales issues de la littérature géomorphologique classique et qui sont présentées dans le tableau 1 ci-après.

Tableau 1 : Formules appliquées et paramètres morphométriques associés

N°	Paramètres / Indices	Formules	Indicateurs & Unités	Signification / Références
1	Indice de Compacité de Gravelius	$KG = 0,28 \cdot P/\sqrt{A}$	P : Périmètre (km) A : Superficie (km ²)	Circularité ; $KG > 1$ = allongé. Gravelius (1914) [16].
2	Facteur de Forme de Horton	$Rf = A/Lb^2$	A : Superficie (km ²) L : Longueur max (km)	Ruissellement ; faible = allongé. Horton (1932) [17].
3	Rapport de Circularité de Miller	$Rc = 4\pi A/P^2$	A : Superficie (km ²) P : Périmètre (km)	Contrôle structural ; faible = allongé. Miller (1953) [18].
4	Ratio d'Allongement de Schumm	$Re = (2/Lb) \cdot \sqrt{(A/\pi)}$	L : Longueur max (km) A : Superficie (km ²)	Faible = plaine allongée. Schumm (1956) [14].
5	Indice de Lemniscate de Chorley	$k = Lb^2/(4A)$	L : Longueur max (km) A : Superficie (km ²)	k élevé = réseau étiré. Chorley (1957) [19].
6	Rectangle Équivalent (Longueur L)	$L = (KG\sqrt{A/1,12}) \cdot [1 + \sqrt{1 - (1,12/KG)^2}]$	KG : Indice de Gravelius A : Superficie (km ²)	Parcours maximal. Roche (1963) [20].
7	Rectangle Équivalent (Largeur l)	$l = (KG\sqrt{A/1,12}) \cdot [1 - \sqrt{1 - (1,12/KG)^2}]$	KG : Indice de Gravelius A : Superficie (km ²)	Largeur standardisée. Roche (1963) [20].
8	Dénivelée Globale du Relief	$D = H_{max} - H_{min}$	H : Altitude max (m) H : Altitude min (m)	Amplitude altitudinale. Analyse MNT.
9	Intégrale Hypsométrique	$HI = (H_{moy} - H_{min}) / (H_{max} - H_{min})$	H : Altitude moy (m)	$HI < 0,35$ = sénilité. Strahler (1952) [21].
10	Densité de Drainage	$Dd = \Sigma L/A$	ΣL : Longueur cum (km) A : Superficie (km ²)	Faible = forte infiltration. Horton (1945) [1].
11	Constante de Maintenance	$C = 1/Dd$	D : Densité de d drainage	Surface par km de chenal. Schumm (1956) [14].
12	Longueur d'Écoulement	$Lg = 1/(2 \cdot Dd)$	D : Densité de d drainage	Distance versant → chenal. Horton (1945) [1].
13	Temps de Concentration	$Tc = (4\sqrt{A} + 1,5 \cdot Lc) / (0,8 \cdot \sqrt{(H_{moy} - H_{min})})$	A : Surface, L : Long collecteur	Indice d'inertie ; à recouper par $T = Lc/c$ (voir §4.3). Giandotti (1934) [22].

3. Résultats

3.1. Paramètres géométriques et indices de forme

La superficie s'élève à 188 843,22 km² pour un périmètre de 3 374,37 km, ce qui range la Ruki-Tshuapa parmi les très grands macro-bassins équatoriaux africains [23], [11]. L'axe longitudinal maximal atteint 1 563,11 km.

L'indice de Gravelius ($KG = 2,17 > 1,5$) traduit une forme nettement allongée, théoriquement protectrice contre les crues synchrones. Le facteur de forme de Horton ($Rf = 0,077$), très bas, confirme un bassin étroit à écoulements étalés.

Le rapport de circularité de Miller (R_c) est évalué à 0,208. Ce résultat, projeté sur la grille d'interprétation classique (où les formes circulaires tendent vers 1 et les formes allongées s'abaissent sous 0,5), confirme un étirement structural extrême du géosystème. Le ratio d'allongement de Schumm (R_e) calculé est de 0,313. Une valeur inférieure à 0,50 caractérise un bassin fortement allongé associé à un relief de plaine. De même, l'indice de lemniscate de Chorley (k) s'élève à 3,23, traduisant une configuration géométrique effilée en forme de poire étroite.

Les dimensions du rectangle équivalent affichent une Longueur (L) de 1 563,11 km et une Largeur (l) de 120,81 km. Le rapport de proportionnalité (L/l) supérieur à 12 démontre la prédominance absolue du vecteur de transfert longitudinal sur la collecte latérale.

3.2. Caractéristiques altimétriques et du relief

L'altitude maximale (H_{max}) est de 748 m, l'altitude minimale (H_{min}) de 301 m, l'altitude moyenne s'établit à 417,80 m, soit une dénivelée (D) est de 447 m. Répartie sur une longueur de plus de 1 500 km, cette faible valeur confirme un gradient topographique global extrêmement doux.

Les résultats obtenus indiquent que 55,26 % de la surface du bassin se situe en dessous de 414 m d'altitude et 92,9% sous 522 m.

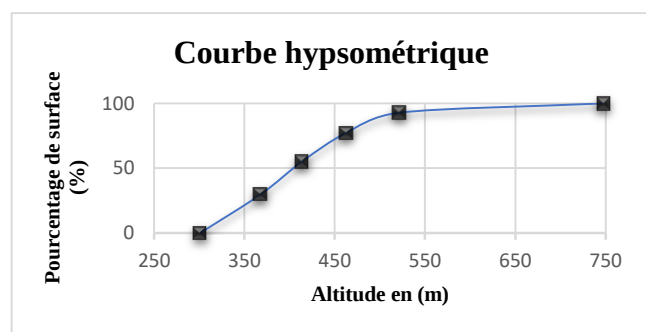


Figure 1. Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique dérivée présente un profil concave qui caractérise un relief au stade de maturité avancée ou de sénilité (pénéplaine). L'analyse du relief met en évidence une intégrale hypsométrique faible de 0,261. Selon la classification théorique, une valeur inférieure au seuil critique de 0,35 caractérise de manière univoque un relief parvenu au stade de sénilité morphologique. La courbe révèle que plus de 90 % de la superficie du bassin se

concentre sous 520 m d'altitude.

3.3. Paramètres du réseau hydrographique et hydrodynamiques

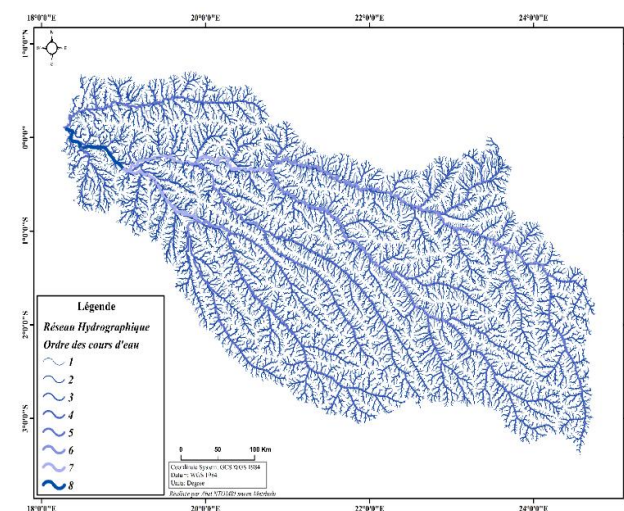


Figure 3. Réseau hydrographique

L'analyse selon la méthode de Strahler montre que le réseau de la Ruki-Tshuapa atteint l'ordre maximal de 8 à son exutoire. Ce niveau élevé de ramification se caractérise par une concentration massive de drains amont (ordres 1 à 3), alimentée par la pluviosité continue et la forte saturation des tourbières.

La densité de drainage ($Dd = 0,361 \text{ km/km}^2$) correspond à une texture grossière ou très lâche [1], révélant une faible vitesse d'organisation des écoulements de surface. La constante de maintenance ($C = 2,77 \text{ km}^2/\text{km}$) indique qu'un kilomètre de chenal requiert une vaste surface d'alimentation amont [14], et la longueur d'écoulement (Lg) est de 1,38 km. Le réseau compte 25 481 segments de cours d'eau pour une longueur cumulée de 68 213,46 km, d'où une densité hydrographique (Fs) de 0,135 segment/km², elle aussi caractéristique d'un réseau peu hiérarchisé.

Appliquée à la longueur du collecteur principal mesurée grâce au SIG ($Lc = 1 289,37 \text{ km}$), la formule de Giandotti [22] donne un temps de concentration (Tc) de 424,7 heures, soit environ 17,7 jours.

4. Discussion

La convergence des indices de forme ($KG = 2,17$; $Rf = 0,077$; $Re = 0,313$), du profil hypsométrique concave et de la texture lâche du réseau dessine le profil d'un géo-système régulateur. La Ruki-Tshuapa se distingue nettement des bassins tropicaux à forme circulaire décrits en Afrique de l'Ouest. Plusieurs auteurs rapportent, sur les sous-bassins de la Gambie et du fleuve Sénégal, des indices de Gravelius majoritairement compris entre 1,2 et 1,7 [7], [8], [9] ; même les sous-bassins les plus allongés qu'ils décrivent restent en deçà du $KG = 2,17$ de la Ruki-Tshuapa, qui apparaît ainsi comme un cas extrême d'étirement à l'échelle continentale. Au sein même du réseau du Congo, les analyses d'autres affluents majeurs [27] et le bassin du Kasai ($KG \approx 1,29$) [28] présentent des structures moins étirées.

Modélisé comme un immense canal de transit linéaire ($L/l > 12$), le bassin impose une désynchronisation des pointes de crue des sous-bassins le long du tronc principal : contrairement aux bassins ramassés où les flux latéraux convergent simultanément, la géométrie de la Ruki-Tshuapa agit comme un amortisseur structurel, lissant les débits à l'exutoire. Cette lecture rejoint les estimations satellitaires les plus récentes qui évaluent la constante de temps hydraulique de vidange du stockage d'eau du bassin du Congo à $4,3 \pm 0,1$ mois [29], tout en montrant que zones humides permanentes et grands lacs agissent comme des « résistances » portant cette constante jusqu'à ≈ 105 mois localement. Le fonctionnement de la Ruki-Tshuapa, plaine sénile à drainage lâche et forte inertie, s'inscrit dans ce régime de résistance élevée, offrant un ancrage quantitatif indépendant à l'interprétation morphométrique proposée. Ce diagnostic de faible énergie trouve une corroboration indépendante dans les données sédimentologiques, et celle-ci porte directement sur le bassin étudié. L'examen d'images satellitaires couvrant la période 1984 -2016 conduit à relever que la rivière Ruki présente des concentrations sédimentaires visuellement inférieures à celles des autres affluents du Congo, et l'atténuation des taux de production sédimentaire constatée dans cette partie du réseau est attribuée à l'effet amortisseur de la Cuvette Centrale, laquelle fonctionnerait comme un bassin de dépôt [33]. Une rivière qui transporte peu dans un bassin dont la pente moyenne est faible et le réseau lâche : la morphométrie calculée sur modèle numérique de terrain et l'observation satellitaire du transport solide convergent ici, par deux voies indépendantes, vers la même lecture, et cette convergence porte sur le bassin lui-même et non sur une extrapolation régionale.

Le profil concave de la courbe hypsométrique, combiné à une dénivelée globale très faible ($D = 447$ m) pour une surface de près de 190 000 km², atteste d'un relief parvenu à un stade de maturité avancée. Plus de la moitié de la surface du bassin (55,26 %) se concentre sous l'altitude de 414 m, traduisant la platitude extrême de cette portion de la Cuvette Centrale. Cette dynamique de plaine sédimentaire offre un contraste hydro-géomorphologique saisissant avec les systèmes hydrographiques des zones d'urbanisation intense de la RDC. Le contraste avec les systèmes urbains kinois est saisissant : là où l'altération des versants et les infrastructures brisent les seuils morphologiques et génèrent un ruissellement agressif [3], [4], la Ruki-Tshuapa ralentit et étale.

Le temps de concentration de 17,7 jours établi ci-dessus appelle deux précisions quant à sa portée. La première tient au domaine d'étalonnage de la relation employée : Giandotti l'a calibrée sur douze bassins dont les superficies s'échelonnent de 170 à 70 000 km², sans que le nombre ni la nature des crues retenues soient documentés [24]. Avec près de 190 000 km², le bassin de la Ruki-Tshuapa excède la borne supérieure de ce domaine d'un facteur voisin de trois : l'extrapolation est réelle, mais elle demeure d'un ordre de grandeur, et non de plusieurs. La seconde tient à la définition même du paramètre : les mêmes auteurs établissent que les procédures disponibles pour estimer un temps de concentration peuvent produire des valeurs différant entre elles jusqu'à 500 %, écart qui tient d'abord à la pluralité des définitions en usage. La valeur de 17,7 jours

ne saurait donc être interprétée comme une prédiction physique de la réponse impulsionnelle du bassin, mais comme un indice comparatif d'inertie, dont la plausibilité est éprouvée ci-après.

Afin de situer cet ordre de grandeur, cette estimation a été confrontée à une approche cinématique directe ($T_t = L_c / v$), qui évalue le temps de transit d'une particule d'eau le long du collecteur principal. Les mesures de terrain par profileur acoustique à effet Doppler conduites sur le tronçon moyen du Congo établissent des vitesses moyennes de section comprises entre 0,75 et 0,95 m/s, remarquablement constantes sur l'ensemble du linéaire étudié [25]. Appliquées à $L_c = 1\,289,37$ km, ces vitesses donnent un temps de transit compris entre 15,7 et 19,9 jours. Deux réserves accompagnent ce calcul. La première tient à la transposition d'échelle : ces vitesses ont été mesurées sur le fleuve principal et non sur la Tshuapa, dont le débit est d'un ordre de grandeur inférieur ; elles constituent donc une hypothèse de travail plutôt qu'une mesure locale, et une vitesse réelle plus faible allongerait le temps de transit, renforçant le diagnostic d'inertie plutôt qu'il ne l'affaiblirait. La seconde tient à la nature même des grandeurs comparées : le temps de concentration au sens de Giandotti, le temps de transit d'une particule et la célérité d'une onde de crue sont trois quantités physiquement distinctes, la célérité d'une onde excédant en règle générale la vitesse de l'écoulement dans un chenal bien défini.

La comparaison des deux approches ne constitue pas une double confirmation indépendante, les deux reposant sur la même longueur de collecteur, laquelle pèse pour plus de la moitié du numérateur de la formule de Giandotti. Elle établit en revanche une cohérence interne qui mérite d'être relevée : rapportée à L_c , la valeur de 424,7 heures correspond à une vitesse moyenne de propagation implicite de 0,84 m/s, valeur qui tombe à l'intérieur de la fourchette mesurée sur le terrain. Autrement dit, la formule empirique, appliquée hors de son domaine d'étalonnage, restitue néanmoins une vitesse physiquement plausible au regard des observations disponibles dans le bassin. Ainsi, la valeur de 17,7 jours est présentée non pas comme une durée de réponse hydrologique absolue, mais comme un indice comparatif d'inertie morphométrique, dont la plausibilité physique est étayée par les vitesses réellement mesurées dans le système congolais.

Une seconde échelle de temps, distincte de la précédente, doit être introduite pour rendre compte du fonctionnement d'ensemble du système. Le temps de transit calculé ci-dessus est un temps de cheminement en chenal : il décrit la progression de l'eau dans le lit, non la réponse du couple rivière-plaine d'inondation. Or la théorie de l'onde cinématique établit que la célérité de propagation d'une crue vaut cinq tiers de la vitesse d'écoulement lorsque la formule de Manning est appliquée à une section rectangulaire [26], ce qui donnerait ici, avec une vitesse de 0,85 m/s, une célérité de 1,42 m/s et une propagation en une dizaine de jours si le lit était seul en cause, valeur cohérente avec la célérité médiane mondiale de 1,6 m/s établie par ces mêmes auteurs sur dix-sept millions de kilomètres de cours d'eau. Ce résultat ne s'applique pas à la Cuvette Centrale, où les plaines d'inondation agissent comme de vastes réservoirs latéraux. Il est en effet établi que le stockage de plaine réduit

la célérité cinématique et la diffusivité hydraulique proportionnellement au rapport entre la largeur totale du système rivière-plaine et la largeur active de l'écoulement, et que la célérité, comprise entre un et quelques mètres par seconde en régime endigué, peut descendre sous 0,2 m/s sous l'effet des plaines [30], borne empirique établie à partir de mesures de célérité conduites sur douze rivières brésiliennes [31]. Cette réduction est également ce qui confère aux hydrogrammes des grands systèmes à plaine inondable leur asymétrie négative caractéristique, phénomène documenté sur les affluents amazoniens à large plaine [32].

Appliquée au collecteur de la Ruki-Tshuapa, cette borne produit un résultat convergent avec les observations satellitaires. Une célérité inférieure à 0,2 m/s implique un temps de réponse supérieur à 75 jours, soit plus de deux mois et demi. Or la constante de temps hydraulique de vidange du stockage d'eau du bassin du Congo, évaluée par altimétrie satellitaire, s'établit à $4,3 \pm 0,1$ mois pour la totalité du stockage et atteint 105 ± 3 mois là où les zones humides permanentes et les grands lacs agissent comme des résistances [29]. Rapportée à la longueur du collecteur, cette valeur de 4,3 mois correspond à une célérité de 0,114 m/s, qui tombe précisément dans le domaine documenté pour les systèmes à plaine d'inondation. La conjonction de ces deux approches, l'une fondée sur la mécanique de l'onde et l'autre sur l'observation spatiale du stockage, n'est donc pas une coïncidence : elle exprime la même propriété physique par deux voies indépendantes, sans qu'aucune hypothèse sur la largeur de la plaine n'ait à être formulée.

C'est l'écart entre ces deux échelles qui constitue le résultat central de cette caractérisation. L'eau chemine dans le lit en deux à trois semaines, mais le système rivière-plaine met plusieurs mois à restituer son stockage : un rapport de l'ordre de six à sept sépare les deux temps. Cet écart mesure précisément ce que la seule morphométrie du chenal ne peut saisir, à savoir la capacité de rétention latérale du géo-système. Il fournit le cadre hydrodynamique du maintien de la saturation des sols et, par-là, de la turfigenèse : ce n'est pas la lenteur du chenal qui préserve les tourbières, mais la lenteur avec laquelle la plaine rend l'eau qu'elle a reçue.

Conclusion

L'analyse quantitative des paramètres morpho-hydrologiques du bassin versant de la Ruki-Tshuapa a permis de mettre en évidence les lois géométriques et structurales qui régissent ce géo-système majeur de la Cuvette Centrale Congolaise. Les résultats ont confirmé l'existence d'un macro-bassin ($188\,843,22\text{ km}^2$) mais d'un étirement linéaire extrême ($KG = 2,17$) et d'une platitude remarquable ($HI = 0,261$). Ces propriétés imposent en synergie une inertie hydraulique rare, dont l'indice de transit ($\approx 17,7$ jours) s'accorde avec une estimation cinématique de 16 à 20 jours fondée sur les vitesses mesurées dans le Congo. Convergeant avec les estimations satellitaires de constante de temps hydraulique et avec les observations biogéochimiques menées dans la Ruki, ce cadre morphométrique contribue grandement à la turfigenèse et au maintien des stocks de carbone. Par ailleurs, sa position entre les deux hémisphères lui assure un approvisionnement quasi permanent en eaux des pluies du fait de l'opposition

des saisons. Cet article constitue donc une base de référence pour de futures modélisations hydro-sédimentaires et biogéochimiques de ce bassin encore très peu étudié.

Références bibliographiques

- [1] R. E. Horton, « Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology », *Geological Society of America Bulletin*, vol. 56, n°3, pp. 275–370, 1945.
- [2] A. N. Strahler, « Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks », in V. T. Chow (éd.), *Handbook of Applied Hydrology*, McGraw-Hill, New York, section 4-II, pp. 4-39-4-76, 1964.
- [3] F. Makanzu Imwangana, I. Vandecasteele, P. Trefois, P. Ozer, J. Moeyersons, « The origin and control of mega-gullies in Kinshasa (D.R. Congo) », *Catena*, vol. 125, pp. 38–49, 2015, DOI : 10.1016/j.catena.2014.09.019.
- [4] F. Makanzu Imwangana, O. Dewitte, M. Ntombi, J. Moeyersons, « Topographic and road control of mega-gullies in Kinshasa (DR Congo) », *Geomorphology*, vol. 217, pp. 131–139, 2014, DOI: 10.1016/j.geomorph.2014.04.021.
- [5] A. Vuni Simbu, F. Puela Puela, M. Kisangala Muke, F. Lelo Nzuzi, M. Bode Mabu, J. Aloni Komanda, C. Nzau Umba-di-Mbudi, « Dynamique de la déforestation et ses conséquences dans le bassin versant de la rivière Kalamu à Boma (Kongo Central, RD Congo) », *Bulletin de la Société Géographique de Liège*, vol. 84 (2025/1), pp. 1–14, 2025, DOI : 10.25518/0770-7576.7614.
- [6] J.-R. B. Bwangoy, M. C. Hansen, D. P. Roy, G. De Grandi, C. O. Justice, « Wetland mapping in the Congo Basin using optical and radar remotely sensed data and derived topographical indices », *Remote Sensing of Environment*, vol. 114, n°1, pp. 73–86, 2010, DOI : 10.1016/j.rse.2009.08.004.
- [7] C. Faye, « Caractérisation d'un bassin versant par l'analyse statistique des paramètres morphométriques : cas du bassin versant de la Gambie », *Revue Marocaine de Géomorphologie*, n°2, pp. 110–127, 2018.
- [8] C. Faye, « Méthode d'analyse statistique de données morphométriques : corrélation de paramètres morphométriques et influence sur l'écoulement des sous-bassins du fleuve Sénégal », *Cinq Continents*, vol. 4, n°10, pp. 80–108, 2014.
- [9] C. Faye, M. Ndiaye, « Use of geospatial tools in morphometric analysis and prioritisation of sub-catchments of the Soungrougrou (Casamance Basin) », *Quaestiones Geographicae*, vol. 40, n°3, pp. 65–84, 2021, DOI : 10.2478/quageo-2021-0024.
- [10] G. C. Dargie, S. L. Lewis, I. T. Lawson, E. T. A. Mitchard, S. E. Page, Y. E. Bockko, S. A. Ifo, « Age, extent and carbon storage of the central Congo Basin peatland complex », *Nature*, vol. 542, n°7639, pp. 86–90, 2017, DOI : 10.1038/nature21048.
- [11] J. Runge, « The Congo River, Central Africa », in A. Gupta (éd.), *Large Rivers: Geomorphology and*

- Management*, Wiley, Chichester, pp. 293–309, 2007.
- [12] E. Kadima, D. Delvaux, S. N. Sebagenzi, L. Tack, S. M. Kabeya, « Structure and geological history of the Congo Basin: an integrated interpretation of gravity, magnetic and reflection seismic data », *Basin Research*, vol. 23, n°5, pp. 499–527, 2011, DOI : 10.1111/j.1365-2117.2011.00500.x.
- [13] A. N. Strahler, « Quantitative analysis of watershed geomorphology », *Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 38, n°6, pp. 913–920, 1957.
- [14] S. A. Schumm, « Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey », *Geological Society of America Bulletin*, vol. 67, n°5, pp. 597–646, 1956.
- [15] R. Kannan, S. Venkateswaran, M. Vijay Prabhu, K. Sankar, « Drainage morphometric analysis of the Nagavathi watershed, Cauvery river basin in Dharmapuri district, Tamil Nadu, India, using SRTM data and GIS », *Data in Brief*, vol. 19, pp. 1127–1133, 2018, DOI : 10.1016/j.dib.2018.07.016
- [16] H. Gravelius, *Flusskunde: Grundriss der gesamten Gewässerkunde*, Band I, Göschen, Berlin, 1914.
- [17] R. E. Horton, « Drainage-basin characteristics », *Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 13, n°1, pp. 350–361, 1932.
- [18] V. C. Miller, *A quantitative geomorphic study of drainage basin characteristics in the Clinch Mountain area, Virginia and Tennessee*, Columbia University, Department of Geology, Technical Report n°3, 1953.
- [19] R. J. Chorley, D. E. G. Malm, H. A. Pogorzelski, « A new standard for estimating drainage basin shape », *American Journal of Science*, vol. 255, n°2, pp. 138–141, 1957.
- [20] M. Roche, *Hydrologie de surface*, Gauthier-Villars / ORSTOM, Paris, 1963.
- [21] A. N. Strahler, « Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography », *Geological Society of America Bulletin*, vol. 63, n°11, pp. 1117–1142, 1952.
- [22] M. Giandotti, « Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua », *Memorie e studi idrografici, Servizio Idrografico Italiano*, vol. 8, pp. 107–117, Roma, 1934.
- [23] A. Laraque, G. D. Moukandi N'kaya, D. Orange, R. Tshimanga, J. M. Tshitenge, G. Mahé, C. R. Nguimalet, M. A. Trigg, S. Yopez, G. Gulemvuga, « Recent budget of hydroclimatology and hydrosedimentology of the Congo River in Central Africa », *Water*, vol. 12, n°9, art. 2613, 2020, DOI : 10.3390/w12092613.
- [24] S. Grimaldi, A. Petroselli, F. Tauro, M. Porfiri, « Time of concentration: a paradox in modern hydrology », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 57, n°2, pp. 217–228, 2012, DOI : 10.1080/02626667.2011.644244.
- [25] A. B. Carr, M. A. Trigg, R. M. Tshimanga, D. J. Borman, M. W. Smith, « Greater water surface variability revealed by new Congo River field data: implications for satellite altimetry measurements of large rivers », *Geophysical Research Letters*, vol. 46, n°14, pp. 8093–8101, 2019, DOI : 10.1029/2019GL083720.
- [26] G. H. Allen, C. H. David, K. M. Andreadis, F. Hossain, J. S. Famiglietti, « Global estimates of river flow wave travel times and implications for low-latency satellite data », *Geophysical Research Letters*, vol. 45, n°15, pp. 7551–7560, 2018, DOI : 10.1029/2018GL077914.
- [27] C. A. Mushi, P. M. Ndomba, M. A. Trigg, R. M. Tshimanga, F. Mtalo, « Assessment of basin-scale soil erosion within the Congo River Basin: A review », *Catena*, vol. 178, pp. 64–76, 2019, DOI: 10.1016/j.catena.2019.02.030.
- [28] M. Kisangala Muke, « Analyse des paramètres morphométriques, climatologiques et hydrométriques du bassin du Kasai dans sa partie congolaise », mémoire de DEA en géographie, 2008, Université de Kinshasa, 80 p.
- [29] M. J. Tourian, F. Papa, O. Elmi, N. Sneeuw, B. Kitambo, R. M. Tshimanga, A. Paris, S. Calmant, « Current availability and distribution of Congo Basin's freshwater resources », *Communications Earth & Environment*, vol. 4, art. 174, 2023, DOI: 10.1038/s43247-023-00836-z.
- [30] R. C. D. Paiva, S. G. Lima, « A simple model of flood peak attenuation », *Water Resources Research*, vol. 60, n°2, art. e2023WR034692, 2024, DOI : 10.1029/2023WR034692.
- [31] A. Meyer, A. S. Fleischmann, W. Collischonn, R. Paiva, P. Jardim, « Empirical assessment of flood wave celerity–discharge relationships at local and reach scales », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 63, n°15–16, pp. 2035–2047, 2018, DOI : 10.1080/02626667.2018.1557336.
- [32] A. S. Fleischmann, R. C. D. Paiva, W. Collischonn, M. V. Sorribas, P. R. M. Pontes, « On river-floodplain interaction and hydrograph skewness », *Water Resources Research*, vol. 52, n°10, pp. 7615–7630, 2016, DOI : 10.1002/2016WR019233.
- [33] C. A. Mushi, P. M. Ndomba, M. A. Trigg, R. M. Tshimanga, F. Mtalo, « Assessment of basin-scale soil erosion within the Congo River Basin: A review », *Catena*, vol. 178, pp. 64–76, 2019, DOI : 10.1016/j.catena.2019.02.030.