

Mobilité des formes fluviales du fleuve Bénoué en aval du confluent Faro : application à l'estimation de la dynamique sédimentaire d'un lit à style fluvial transitoire

Arthur Gaëtan DJOUMESSI DZEUFACK^{1*}, Aboubakar MOUSSA² et Paul TCHAWA¹

¹ *Université de Yaoundé 1, Département de Géographie, Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, BP 755 Yaoundé, Cameroun*

² *École Normale Supérieure de Maroua, Laboratoire JEA1 TABITAL, BP 55 Maroua, Cameroun*

(Reçu le 14 Juin 2021 ; Accepté le 03 Août 2021)

* Correspondance, courriel : djoums2008@gmail.com

Résumé

La compréhension et la gestion des cours d'eau à morphologie ajustable nécessite de caractériser conjointement la mobilité des formes fluviales et des particules. Ce travail a pour but d'estimer la dynamique sédimentaire par le suivi de la mobilité en plan des formes fluviales dans un lit à style fluvial transitoire. L'élaboration d'un SIG sur la base de sept images Landsat a permis de suivre les changements morphologiques d'un segment fluvial de 15 km de long entre 1973 et 2018. La caractérisation des formes fluviales s'est faite par superposition des couches vectorielles extraites sur les images par vectorisation. Les résultats montrent un agrandissement de 1973 à 2003 et une rétraction contrastée de 2003 à 2018 de la bande active. Les bancs alluviaux se forment et migrent en adoptant des positions latérales ou axiales dans le lit (1973 - 2018). En réponse à la formation et à la mobilité spatiotemporelle des formes fluviales, le lit de la Bénoué adopte un style fluvial secondaire dit « vagabond » ou wandering. La mobilité des bancs est liée aux déplacements du thalweg entre rive gauche et rive droite. La dynamique active des formes fluviales est l'indicateur d'un fort transport solide et d'un important transfert sédimentaire. Ce travail est une contribution à l'estimation de la dynamique sédimentaire par le suivi des changements morphologiques du lit d'une rivière en l'absence de mesures directes du déplacement des particules.

Mots-clés : *forme fluviale, SIG, mobilité en plan, dynamique sédimentaire, vagabond, Bénoué.*

Abstract

Mobility of the fluvial forms of the Benue river bed downstream of the Faro confluence : application to the estimation of the sedimentary dynamics of a wandering river bed

Understanding and managing rivers with adjustable morphology requires joint characterization of the mobility of river forms and particles. The aim of this work is to estimate sedimentary dynamics by plan mobility tracking of fluvial forms in a bed river with impermanent fluvial style. The development of a GIS based on seven Landsat images made it possible to track the morphological changes on a 15 km long river segment between 1973 and 2018. The characterisation of the river forms was done by superimposing the vector layers extracted on the images by vectorization. The active band of the Benue shows an enlargement from 1973 to

2003 and a contrasting retraction from 2003 to 2018 downstream of the Faro confluence. The channel bars form and migrate by adopting lateral or axial positions in the bed (1973 - 2018). In response to the formation and spatiotemporal mobility of the fluvial forms, the bed of the Benue adopts a secondary fluvial style called "wandering". The mobility of the channel bars is linked to the movement of the thalweg between the left and right banks. The active dynamics of the river forms is an indicator of high solid transport and significant sediment transfer. This paper is a contribution to the estimation of sedimentary dynamics by morphological changes tracking in a river bed in the absence of direct measurements of particle movement.

Keywords : *river forms, GIS, plan mobility, sedimentary dynamics, wandering, Benue.*

1. Introduction

Les formes fluviales désignent des structures sédimentaires de tailles variées, de la microforme (assemblage de quelques particules sédimentaires) à la macroforme sédimentaire [1]. La macroforme sédimentaire désigne un volume sédimentaire important, mise en place par le charriage des particules lors des crues, qui migre plus ou moins rapidement vers l'aval du cours d'eau [2]. Parmi les macroformes fluviales présentes dans les systèmes fluviaux à charge grossière, nous avons les bancs alluviaux et les berges [3]. Ces macroformes sont à la fois des unités de stockage et des formes de transport des alluvions fluviales [4]. La connaissance de la dynamique latérale de ces formes fluviales est essentielle à la compréhension et à la gestion des systèmes fluviaux. De nombreux auteurs [5, 6] ont montré les différents enjeux relatifs à la mobilité des formes fluviales dans la compréhension et la gestion systèmes fluviaux. Cette mobilité discontinue dans le temps permet de comprendre le fonctionnement hydromorphologique du cours d'eau : sources de sédiments, rythme d'évolution du système fluvial et analyse de la mobilité des particules. Elle contrôle aussi en grande partie l'exposition aux risques pour les riverains (exhaussement et érosion latérale). Si la mobilité des formes crée de nouvelles zones indispensables d'implantation d'espèces pionnières, en revanche elle conduit à la disparition de la végétation en place, des terres agricoles et urbaines, en détruisant parfois les infrastructures [7]. La mobilité en plan des formes fluviales (bancs, berges, etc.) traduit une dynamique des flux sédimentaires au niveau du système fluvial.

La quantification de la dynamique sédimentaire nécessite des mesures directes de la mobilité des macroformes et des mesures *in situ* des déplacements individuels des particules. Toutefois, mesurer les transferts sédimentaires relève encore du défi scientifique, du fait de la grande variabilité spatiale et temporelle du transport pour des forçages hydrodynamiques instationnaires [8]. En l'absence de ces mesures directes, la mesure des changements morphologiques du chenal peut donc être utilisée pour estimer le taux de transfert sédimentaire, dans la mesure où la morphologie du chenal est une conséquence directe du transfert sédimentaire [9]. Pour mesurer ces ajustements du chenal, le système d'information géographique (SIG) a fait l'objet de nombreuses applications pour quantifier (extraction des métriques) les changements affectant un système fluvial donné au cours du temps et identifier spatialement les différentes formes d'ajustement aux changements des variables de contrôle externes et internes par analyse multi-date ou diachronique [10 - 13]. Cette approche est complémentaire des autres estimations disponibles concernant le transport sédimentaire, basées sur des formules de transport solide ou sur des mesures directes du transport [11]. Ainsi, la caractérisation de la dynamique des macroformes du chenal peut être utilisée pour estimer le potentiel de mobilisation en matériaux au sein du chenal actif et par conséquent d'estimer qualitativement la dynamique sédimentaire. La mobilité des formes fluviales comme indicateur du taux transfert sédimentaire dans un système fluvial est moins fréquemment étudiée [14]. Ce travail est donc une contribution à cette thématique peu documentée. Au Cameroun, les études portant sur la morphodynamique des cours d'eau sont

généralement menées à l'échelle d'un tronçon ou de quelques tronçons dans la partie méridionale du pays [15 - 17] drainée par des cours d'eau pérennes négligeant parfois la variabilité longitudinale le long du cours d'eau. Dans la partie septentrionale du pays, les recherches sur la mobilité des formes fluviales des lits des cours d'eau de la zone soudano-sahélienne sont très peu documentées, constituant ainsi une lacune significative dans la littérature actuelle. Néanmoins, quelques études sont menées préférentiellement sur de grands cours d'eau permanents considérés comme stratégiques (développement de l'énergie hydroélectrique, des activités agrosylvopastorales, etc.) ou avec un enjeu dans la sous-région (drainant plusieurs pays). L'évolution en plan des berges et des bancs alluviaux des cours d'eau comme le Chari [18], le Logone [19] et la Bénoué [20, 21] a été caractérisée à l'aide du (SIG) par analyse diachronique. Dans le cas particulier du fleuve Bénoué [21], il a été observé en aval du confluent Faro un lit à style transitoire très large constitué de chenaux multiples très mobiles s'écoulant entre des bancs généralement peu ou pas végétalisés. La présence de ces macroformes fluviales est la résultante d'une dynamique sédimentaire importante. L'objectif de cet article est donc d'estimer qualitativement la dynamique sédimentaire par le suivi de la mobilité en plan des formes fluviales en l'absence de mesures directes dans ce lit. L'atteinte de cet objectif vise à enrichir la compréhension du fonctionnement de la rivière Bénoué qui représente un cours d'eau stratégique pour le Cameroun et le Nigéria.

2. Matériel et méthodes

2-1. Matériel

La mise en place d'une approche quantitative pour l'étude d'un hydrosystème fluvial nécessite une série d'analyses sur un linéaire fluvial. Le segment fluvial de la Bénoué dans le cadre de ce travail correspond à un linéaire fluvial de 15 km situé en aval du confluent Faro (*Figure 1*).

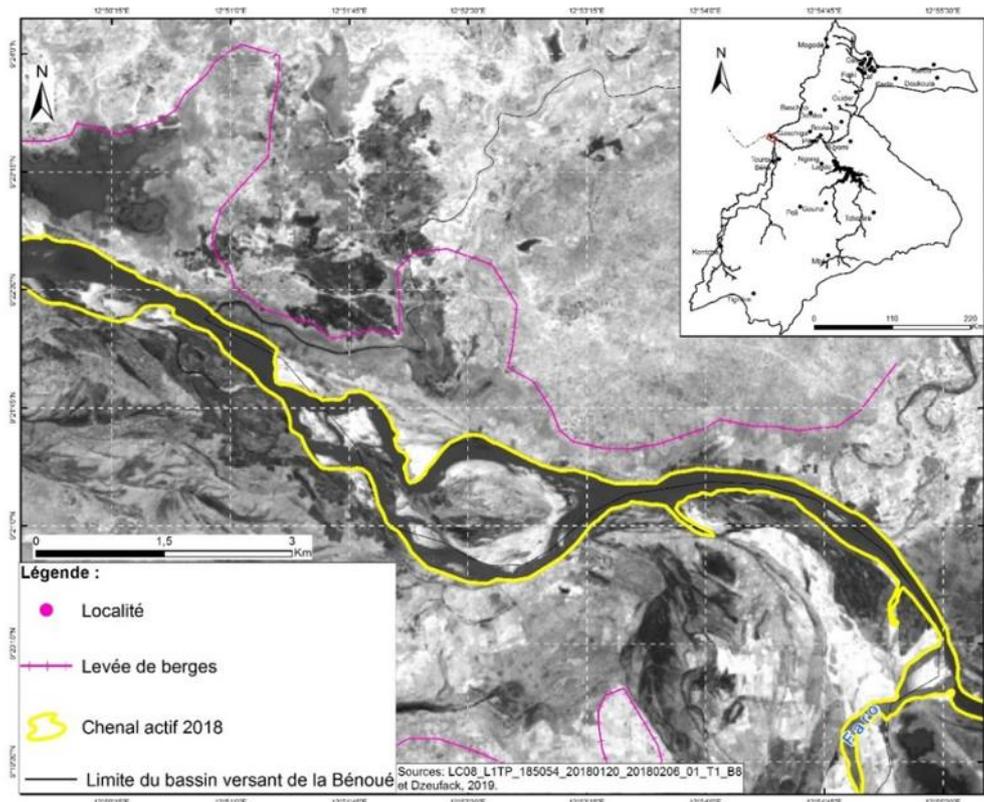


Figure 1 : Localisation du segment fluvial étudié

Ce segment fluvial est caractérisé par un climat tropical soudanien et un régime hydrologique calqué sur les pluies [22]. Son module est de 347 m³/s et 400 m³/s aux stations de Garoua (1980 - 2015) et Djelepo (1980 - 1991). Ces valeurs ont été calculées sur la base des données des débits journaliers provenant des différentes stations et obtenues auprès de la structure « The energy of Cameroon » (ENEO), opérateur majeur du secteur de l'électricité au Cameroun. Ce segment a été choisi car il se caractérise par des sections larges et subrectilignes avec des hauts fonds divisant le courant en chenaux instables. Son lit perd de sa profondeur et la tendance s'accroît si les berges sont facilement affouillables [23]. À vitesses et débits constants, l'augmentation de largeur du lit aux dépens de la profondeur entraîne une diminution des transports en suspension et un accroissement du charriage de fond. De plus, le lit de ce segment fluvial présente une pente moyenne (0,2 %) et maximale (0,6 %) faibles ne dépassant pas 1 %. Ce lit est encombré de bancs alluviaux qui lui donne la physionomie d'un style fluvial en tresse ou à méandres en fonction des saisons et de l'année considérées [21].

2-2. Méthodes

L'évolution planimétrique des formes fluviales est étudiée à partir de sept (07) images Landsat datées de 1973, 1985, 1990, 1998 et des années 2003, 2013 et 2018. Toutes ces images ont été téléchargées sur la plateforme EarthExplorer et traitées dans l'environnement ArcGIS 10.3. Le choix des dates de prise des images a été orienté par la saison sèche (novembre à avril). Durant cette saison, les images sont de qualité par rapport à la saison pluvieuse. De plus, en période de hautes eaux (saison des pluies), les variations du débit entraînent des modifications de la largeur du chenal et risque de fausser l'identification des largeurs à pleins bords d'un secteur à l'autre. À cette source d'erreur s'ajoute la présence de la végétation ripicole qui masque les berges et crée ainsi un « rétrécissement » apparent du chenal. L'extraction des formes fluviales s'est faite par digitalisation manuelle sur les canaux 7 et 8 des images Landsat qui correspondent à l'infrarouge à ondes courtes et aux bandes panchromatiques (*Tableau 1*). Ces bandes sont choisies pour leurs résolutions spatiales considérées comme acceptables pour le suivi de l'évolution en plan du lit des cours d'eau [24].

Tableau 1 : Résolution spatiale des bandes

Caractéristiques des images	Landsat 1-4	Landsat 5	Landsat 7	Landsat 8
Bandes	Bande 7 : proche infrarouge	Bande 7 : proche infrarouge	Bande 7 : panchromatique	Bande 8 : panchromatique
Résolution spatiale	79 m	30 m	15 m	15 m

Pour suivre la mobilité en plan des formes fluviales, les limites de la bande active et les contours des bancs alluviaux à chaque date ont été digitalisés puis une enveloppe commune de divagation a été créée ainsi que l'axe médian de la bande active. Le chenal dans le cadre de ce travail correspond à la zone en eau ou bande active associée aux bancs de sables exondés. Ces unités fluviales ont été cartographiées sous ArcGis 10.3 à partir des digitalisations manuelles effectuées sur les différentes bandes des images Landsat choisies. Afin de réduire l'erreur liée à l'interprétation et la digitalisation, cette étape a été effectuée par un seul opérateur, à une échelle définie (1/10000). La détermination de l'axe principal ou la ligne principale du chenal s'est faite à l'aide de l'algorithme « Collapse Dual To Centerline ». Pour quantifier la dynamique latérale de la bande active, des bancs alluviaux et de l'axe principal du chenal, différentes métriques (superficie, nombre de bancs, etc.) ont été extraites à l'aide du SIG par superposition des différentes couches vectorielles. Les résolutions spatiales des différentes bandes considérées affectent les métriques obtenues. Par analyse diachronique, il a été aisé de caractériser la mobilité des formes fluviales. L'indice de tressage est calculé sur la base de la formule de Brice (1960) : 2 (somme des longueurs de tous les bancs et île du tronçon) / longueur dans l'axe de la bande active.

3. Résultats

3-1. Ajustement en plan des macroformes fluviales

L'analyse l'évolution de la bande active et des bancs alluviaux entre 1973 et 2018 montre des rythmes d'évolution subdivisés en deux périodes : agrandissement de la bande active (1 ha/km/an) accompagné d'un recul important des berges de 23,5 m/an et développement des bancs alluviaux (1,05 ha/km/an) de 1973 à 2003. La période 2003-2018 est caractérisée par un engraissement (-12,1 m/an) des berges suivi d'une contraction de la bande active (0,5 ha/km/an) et d'une relative stabilité de la formation des bancs alluviaux (**Figure 2**). Les processus dominants durant les deux périodes sont successivement l'érosion et l'accrétion latérale. L'agrandissement de la bande active s'amorce en 1985 avec un très grand nombre de bancs exondés qui envahit le corridor fluvial. Durant cette année le chenal montre un lit à chenaux multiples. La réduction quant à elle s'engage après 2003 avec une diminution et une stabilisation du nombre de bancs. La cartographie diachronique (**Figure 3**) laisse apparaître des modèles de formation et d'évolution bien particuliers au cours de ces deux sous périodes.

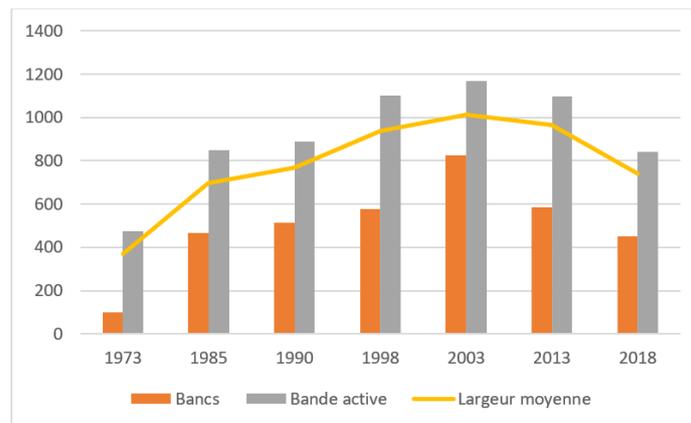


Figure 2 : Évolution des formes fluviales au sein du segment fluvial en aval du confluent Faro

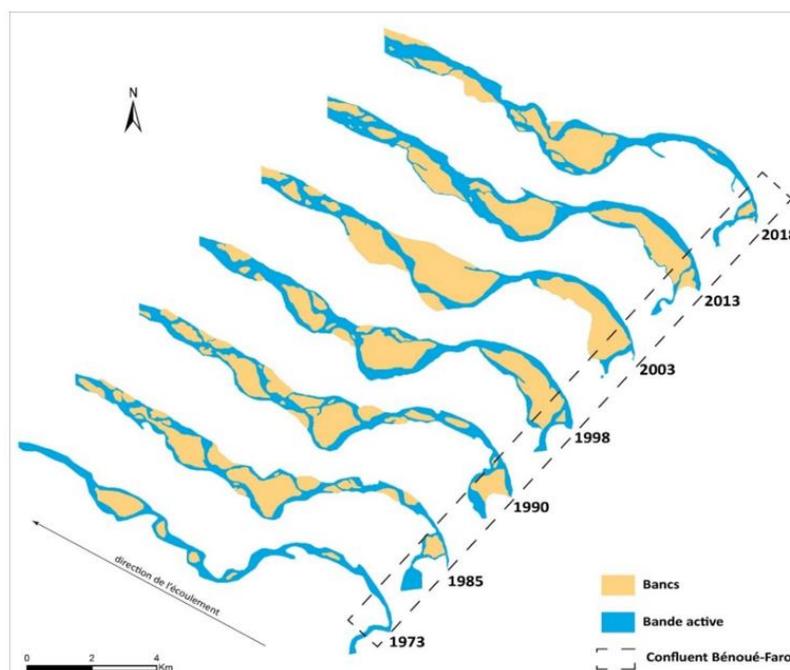


Figure 3 : Cartographie diachronique des formes fluviales au sein du segment fluvial en aval du confluent Faro

Des bancs existent déjà en 1973 mais en nombre très réduit au regard de l'explosion des effectifs insulaires dès 1985. Cependant, ils sont présentés sous forme d'unités individualisées de tailles différentes qui se répartissent de l'amont vers l'aval du segment fluvial. Nous observons également que la forte augmentation de la bande active se fait en faveur de la multiplication importante du nombre de bancs. En effet, ces deux unités fonctionnelles connaissent une extraordinaire extension depuis 1985 qui ne semble pas homogène à l'échelle du segment, puisque nous observons qu'elle se fait très tôt dans la section aval et centrale avec l'apparition des bancs latéraux et axiaux de dimensions et de formes variées. Cette croissance des bancs se réalise à l'aval immédiat du confluent Faro vers 1990 avec la formation d'un grand banc latéral en rive gauche. La réduction de la bande active amorcée en 2003, s'est effectuée par le raccordement, apparemment définitif, de petits (1 à 20 ha), moyens (20 à 40 ha) et grands bancs (supérieurs à 40 ha) aux berges et par le comblement des chenaux qui séparaient ces macroformes fluviales des rives. Il semble que l'absence d'une végétation pérenne ait permis la remobilisation des bancs alluviaux, permettant ainsi une extension et une migration de ces bancs. De plus, nous distinguons au niveau de la confluence Bénoué-Faro, des processus de comblement du chenal contrôlés par le jeu érosion-accrétion des berges entre 2003 et 2018. L'achèvement de ce comblement abouti au raccordement définitif du banc à la berge. Sur certaines sections à l'aval immédiat de la confluence, ce processus entraîne un engraissement de la berge et une réduction de la largeur du chenal (**Figure 3**). Le jeu du couple accrétion-érosion anime donc la dynamique des bancs entre les deux rives. Ce jeu induit des ajustements importants des chenaux de la Bénoué et de son tributaire Faro.

Il en résulte l'adoption d'une morphologie variée du lit qui présente des styles fluviaux variant entre le méandrage et le tressage. Cette dynamique singulière semble être contrôlée par la variation des débits liquides et des charges sédimentaires importantes provenant du Faro et du Mayo Tiel. Le suivi en plan du chenal montre la variation du lit entre deux styles fluviaux au fil des années. Il s'agit du tressage et du méandrage. Cette métamorphose du lit peut se faire localement (section de 1 ou 3 km) ou s'étendre sur l'ensemble du segment fluvial étudié. Nous observons un lit fluvial à méandres durant 1973. Entre 1985 et 1998, le segment fluvial présente un style en tresse. De 2003 à 2018, le lit présente sur environ 3,5 km en aval du confluent Faro un méandrage suivi d'un style en tresse sur le reste du segment fluvial. D'après l'indice de tressage, le lit a connu des grandes modifications après 1973. L'indice varie de 0,3 à 1,66 entre 1985 et 2018 (**Figure 4**). Cette variation est un indicateur de l'intensification ou de la réduction des apports solides. La valeur élevée de l'indice durant l'année 1985 (1,66) par rapport aux autres années indique que cette année connaît la plus importante augmentation des apports solides. Les levées de berges semblent contraindre l'intensité de tressage puisqu'elle diminue au cours de la période 1985-2019. Cette baisse de l'intensité du tressage s'accompagne d'une mutation du lit qui montre un style fluvial transitoire compris entre le méandrage et le tressage. Globalement, les différentes formes fluviales (berges, bande active et bancs alluviaux) semblent fonctionner ensemble et avoir des liens de formation et d'évolution interdépendants. L'agrandissement du chenal s'accompagne d'un développement des bancs et d'une augmentation de l'indice de tressage. La contraction du chenal est suivie du ralentissement de la formation des bancs et de la baisse de l'intensité de tressage.

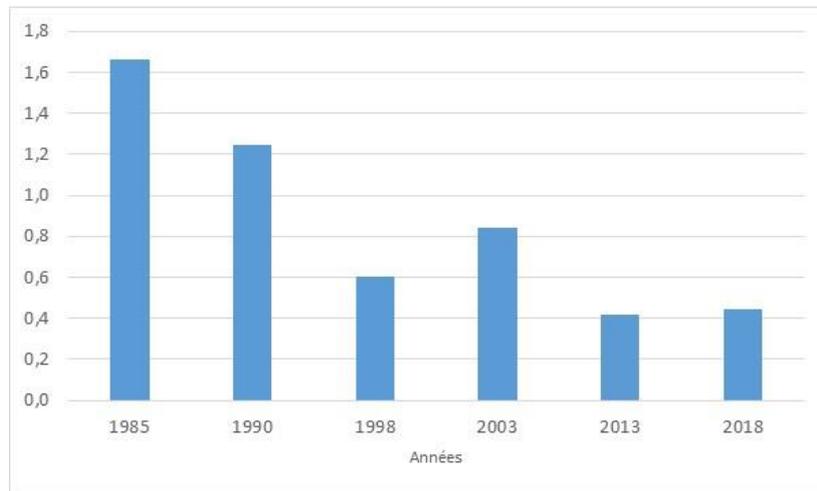


Figure 4 : *Évolution l'indice de tressage sur le segment fluvial étudié*

3-2. Rythmes d'évolution de la bande active et des bancs alluviaux

Dans les paragraphes précédents, nous avons identifié deux grandes périodes durant lesquelles la bande active et les bancs fluviaux ont connus une évolution distincte. Pour caractériser le rythme d'évolution de ces formes fluviales, nous allons suivre cette évolution à deux pas de temps : 1973-2003 (30 ans en tenant compte des pas de temps intermédiaires notamment les tranches 1973-1985, 1985-1998 et 1998-2003) et 2003-2018 (15 ans avec des pas de 2003-2013 et 2013-2018) (*Figure 5*).

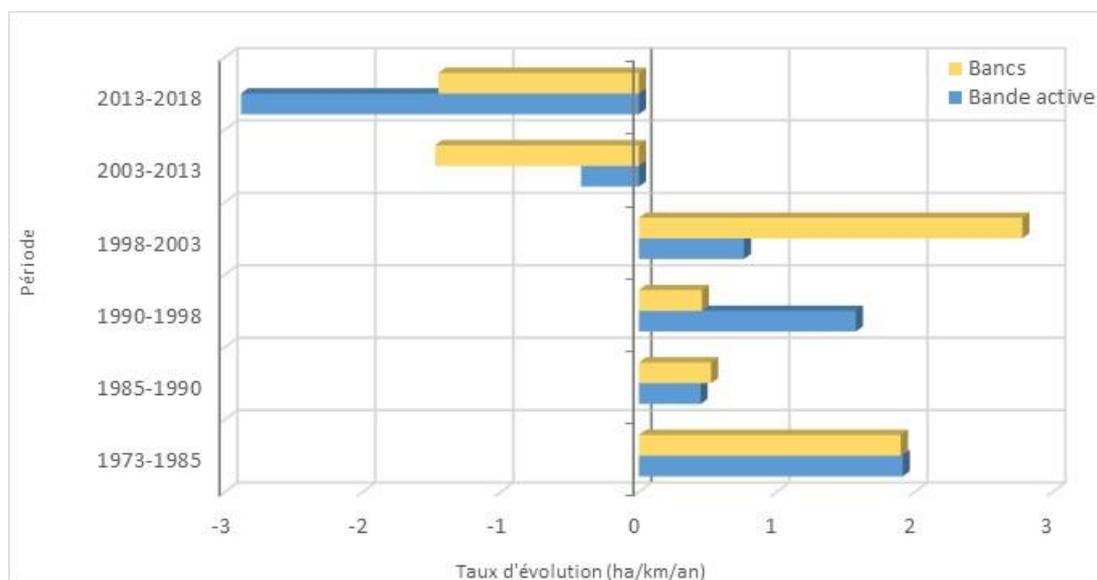


Figure 5 : *Rythme d'évolution des bancs et de la bande active sur des pas de temps clés*

En comparant le lit de la Bénoué de 1973 avec celui de 2003, la première observation est l'agrandissement considérable de la bande active. Au cours de 1973, la largeur moyenne de la bande active est de 368,5 m et 1013,4 m en 2003. Cette augmentation rapide se fait vers les années 80. Un net ralentissement de l'élargissement du chenal est enregistré entre 1985 et 1990 (+ 0,45 ha/km/an), ce qui tend à révéler un seuil temporel majeur vers la fin du 20^{ème} siècle. De 1990 à 1998 la bande active reprend son élargissement à un rythme important de + 2,78 ha/km/an et se contracte entre 1998 et 2003. La diminution des bras secondaires au cours de cette période correspond à l'augmentation des formes insulaires dans le lit mineur. La dynamique

latérale des bancs alluviaux au cours de la période 1973 - 2003 se matérialise par la décroissance du nombre de bancs alluviaux. Le ralentissement de la mobilité de ces macroformes se caractérise par une relative stabilité des bancs que l'on peut observer en grand nombre dès 2003. Concrètement, le lit de la Bénoué de 1973 ne comporte que très peu de bancs (05 bancs soit environ 20 % de la zone en eau). En 1985, les bancs représentent déjà près de 55 % du lit fluvial. Durant la période 1973-1985, les bancs axiaux et latéraux se sont développés à un rythme annuel modéré de +1,9 ha/km/an (**Figure 5**). En 1990, nous comptons exactement vingt-une (21) macroformes, ce qui représente 58 % de la surface du chenal. Une véritable métamorphose de la morphologie du lit s'est ainsi opérée dans sa dimension transversale. La période 1998 - 2003 se distingue par une diminution du nombre de bancs et paradoxalement une augmentation de la surface occupée par ces derniers. En effet, les principaux bancs axiaux observés en 1990 ont vu leur taille croître, tandis que les bancs latéraux se sont rattachés soit à des bancs axiaux ou soit aux berges. L'aval immédiat du confluent Faro qui semblait stable présente un banc axial en 1998. En 2018, ce dernier migre vers la rive gauche pour devenir un banc latéral. La période 1973 - 1990 est marquée par une augmentation de la bande active et fort développement des bancs dans l'espace fluvial, et la période 1998 - 2003 par une diminution du nombre de bancs et une augmentation de leur surface.

Contrairement à la période récente (1973 - 2003), nous observons durant la période 2003 - 2018, la réduction de la bande active qui perd environ 45,2 % du lit total à un rythme annuel de -1,37 ha/km/an. Les bancs alluviaux quant à eux montrent une évolution contrastée. Entre 2003 et 2018, on observe dans le lit une réduction du nombre de bancs au profit d'un accroissement de la surface de ces derniers. La période 2013 - 2018 se distingue par une importante contraction (-2,88 ha/km/an) de la bande active qui a perdu environ 24 % de surface totale. Au cours de l'année 2013, le développement des bras secondaires semble reprendre au profit du bras principal qui perd une place plus importante dans le lit. L'analyse temporelle permet de souligner un point important. Le paramètre qui décrit le mieux le changement n'est pas le nombre de bancs, mais plutôt leur schéma d'évolution. En 2018, vingt (20) bancs alluviaux occupent le lit de la rivière contre dix (10) en 2003. Sur la base de cette observation, le rythme d'évolution semble très important. Lorsqu'on s'intéresse de plus près aux processus qui régissent ces géoformes, il est observé une complexité et une diversité des phénomènes d'érosion et d'accrétion. Le nombre (10) de bancs de 2003 n'est plus le même 15 ans plus tard (2018). Ces macroformes ont soit changé leur morphologie, soit disparu en engraisant les berges pour former une seule unité fluviale, ou soit de nouveaux bancs se sont mis en place. La dynamique latérale des bancs alluviaux durant la période 2003-2018 montre donc une réduction, non pas du nombre de bancs de sable, mais de leur surface occupée dans le lit fluvial.

Nous enregistrons un ralentissement de l'évolution des bancs à un rythme faible de -0,03 ha/km/an dans le lit fluvial. Cette observation est à mettre directement en relation avec la nouvelle phase de rétrécissement du chenal. La prise de vue de l'année 2018 montre la disparition en rive gauche de l'important banc présent en 2013 à l'aval immédiat du confluent Faro et l'adoption d'une forme concave de la berge. Cette concavité rappelle la forme du contour de la limite du banc orientée vers rive gauche. La disparition de ce grand banc semble liée aux processus de comblement et cicatrisation. En effet, le banc s'est raccordé à la berge par comblement d'un chenal secondaire en rive gauche favorisant ainsi une extension locale des limites du chenal. Ce phénomène semble expliquer la réduction de la bande active observée en 2018. Les bancs se localisent préférentiellement en position axiale et latérale. Les deux importants bancs localisés à l'aval immédiat du confluent Faro et dans la section centrale du segment fluvial ne semblent pas avoir encore atteint un stade de développement stable. Le nombre croissant de micro-bancs illustre très bien ce phénomène : de 2013 à 2018 nous sommes passés de 18 à 20 bancs occupant diverses positions dans le lit. Cette forte augmentation du nombre de bancs au cours de cette période correspond à une forte érosion des bancs mis en place en 2003. Toutefois la surface totale des bancs décroît au cours de la période 2003 - 2013 (-1,48 ha/km/an dans le lit fluvial). Cette décroissance amorcée durant la période précédente continue entre 2013 et 2018 à un rythme annuel constant de 1,45 ha/km/an. Ces bancs alluviaux sont des indicateurs du taux de sédimentation dans le lit.

4. Discussion

4-1. La dynamique des bancs : un indicateur du taux de transfert des sédiments

L'étude de la dynamique latérale des bancs alluviaux est indispensable à la compréhension et à la gestion des hydrosystèmes à style fluvial secondaire. La caractérisation de la mobilité en plan de ces macroformes renseigne sur le maintien des capacités d'écoulement en crue et le potentiel de recharge sédimentaire du cours d'eau [6]. Le suivi de la mobilité des formes fluviales a permis d'observer une interdépendance entre le développement des bancs et les ajustements (agrandissement et contraction) de la bande active durant deux sous-périodes (1973-2003 et 2003-2018). La formation et la migration des bancs alluviaux donnent différentes formes en plan au lit du segment fluvial étudié. Ces formes décrivent des styles fluviaux compris entre le tressage et le méandrage. L'indice de tressage a montré une baisse entre 1985 et 2018. Les auteurs [2, 25] utilisent l'évolution de cet indice pour en déduire l'intensification ou la réduction des apports solides. Selon ces auteurs, une augmentation de l'intensité de tressage indique une augmentation des apports solides et une réduction indique la tendance inverse. Le problème majeur de ces indices est que leur mesure est fortement dépendante du débit au moment de l'observation. La métamorphose fréquente du lit en réponse à la dynamique latérale des bancs est la conséquence directe d'un important transfert sédimentaire [9, 26, 27]. La dynamique latérale du thalweg naturel du chenal est l'un des facteurs explicatif de la dynamique en plan des bancs alluviaux [28]. La superposition des tracés de l'axe principal (thalweg) du chenal pour les années des sous-périodes identifiées (**Figures 5 et 6**) montre des fluctuations spatiales qui expliquent la migration des bancs alluviaux. Durant la période 1973-2003 le basculement latéral du talweg se caractérise par un changement net du tracé. Au cours de la période 2003-2018 les observations montrent des changements modestes du tracé de l'axe principal. Ces phases de basculement latéral du talweg montrent la capacité « naturelle » de divagation du fleuve dans certains secteurs fonctionnels. Il est observé sur les **Figures 6 et 7** de grandes zones de stockage sédimentaire suite au basculement du talweg. La divagation du chenal principal permet en effet de laisser de grandes zones de sédimentation propices à la formation et à l'extension des bancs [28]. Ces dernières correspondent aux secteurs où sont localisées la première génération et la deuxième génération de bancs observée en 1985 et 2013 respectivement. Ces différents déplacements alternant une direction vers la rive droite et la rive gauche et vice-versa explique également la position avant tout latérale des bancs alluviaux dans le lit. La relation entre l'évolution du chenal principal et la formation des bancs est donc forte. Les secteurs à bancs fluviaux se forment de fait dans les espaces de migration de l'axe de la bande active. Cette dynamique latérale active des bancs correspond au remaniement fréquent et au transfert des matériaux par les processus de transport solide [2].

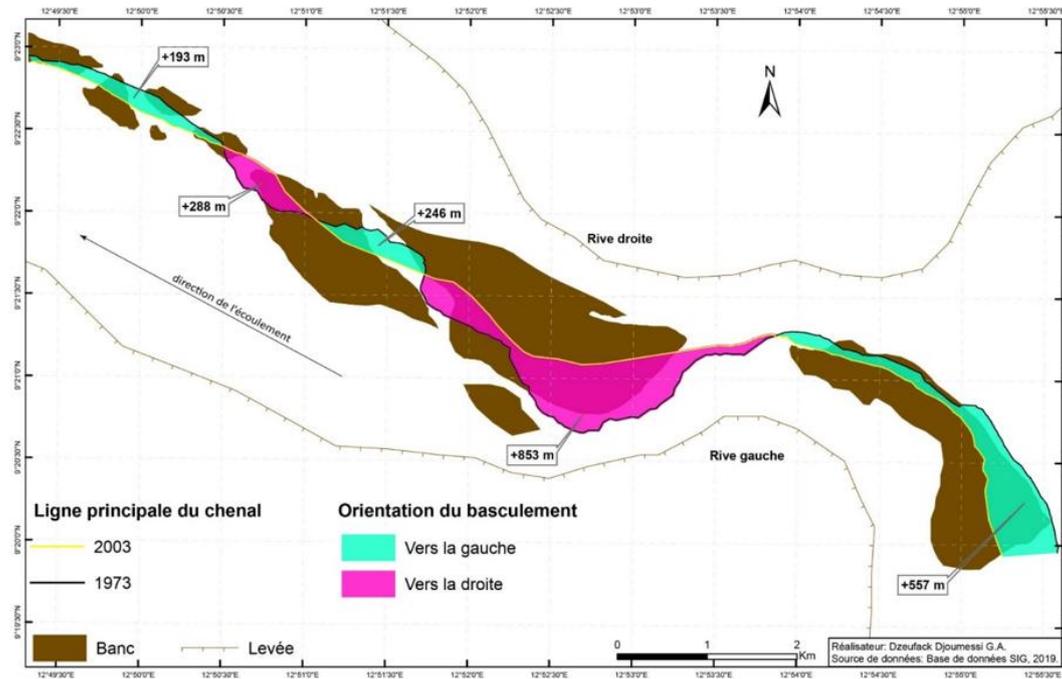


Figure 6 : Zones de basculement latéral de la bande active principale entre 1973 et 2003

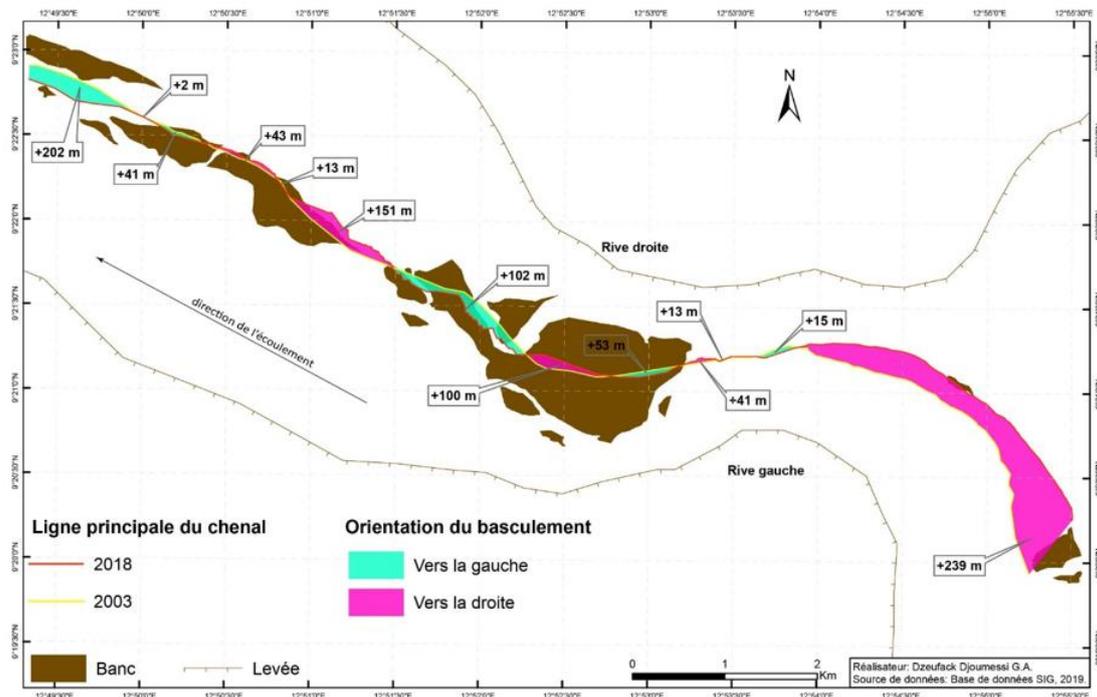


Figure 7 : Zones de basculement latéral de la bande active principale entre 2003 et 2018

Nous distinguons que le talweg ne semble pas avoir retrouvé sa position de 1973. Le chenal ne cesse donc de chercher un chemin « naturel » dans ce couloir étroit et déconnecté de la plaine d'inondation du fleuve par des levées de berges. Cette contrainte naturelle peut aussi expliquer le fait que bancs fluviaux semblent coincés entre cette capacité du chenal principal à divaguer et l'extension latérale des berges.

4-2. La contribution de la confluence à la mobilité des bancs

La mobilité des bancs fluviaux et de la bande active est une réponse du segment fluvial aux entrées d'eau et de sédiments. La contribution ces variables de contrôle provenant du tributaire Faro sont des facteurs boostant cette dynamique. Nous ne disposons pas d'une série de données de débits liquides et des mesures de la charge sédimentaire en transit durant la période d'étude pour affiner quantitativement nos propos. Néanmoins, certains auteurs [29 - 31] ont observé que les conditions hydrologiques, sédimentologiques et la morphodynamique au niveau des confluences induisent en aval de ces dernières un degré de mobilité des bancs alluviaux : suivant le niveau de submersion du chenal, les bancs sont soit entourées par des chenaux en eau en permanence, soit bordées par un seul chenal. De ce fait, si les rives s'étendent ou reculent latéralement, cela peut se faire au détriment à la fois de la largeur du chenal, et du banc que ce dernier conditionne. Dans ce cas, nous assistons à la perte de mobilité des bancs par raccordement aux berges. Ce caractère transitoire de la mobilité des formes est fortement lié à l'hydrologie du bassin versant dans la mesure où ces macroformes sont remobilisées lors d'événements importants, dépassant un certain seuil de mobilité (seuil « morphogène ») [32]. Les bancs étudiés présentent diverses formes qui ne sont pas stables dans le temps et dans l'espace. Cette géodynamique latérale active semble donc être liée aux à la quantité des flux liquides et solides externes et internes. Lorsque ces apports sont très importants, le lit mineur peut n'être constitué que d'une succession de bancs alluviaux [2].

4-3. Une morphologie du lit décrivant un style fluvial secondaire : vagabond ou « wandering »

Nous avons observé un ajustement important et complexe du chenal de la Bénoué à l'aval du confluent Faro. Cette dynamique contrastée et forte suppose que ce segment fluvial n'a pas encore défini une forme d'équilibre stable. Le raccordement aux berges, la formation et la migration des bancs au sein du segment fluvial étudié donnent au lit une morphologie variée dans l'espace et dans le temps. Le lit présente un style fluvial à méandres en 1973. Entre 1985 et 2018, il adopte un style qui varie entre le méandrage et le tressage. La transition du lit entre ces différents styles fluviaux correspond à un style fluvial secondaire que nous pouvons qualifier de style fluvial vagabond ou transitoire ou « wandering » (en anglo saxon). Ce style est considéré comme un bon indicateur de cette métamorphose tressage/méandrage, qu'elle soit spatiale (entre l'amont et l'aval d'un cours d'eau) ou temporelle. Il inclut des bancs fluviaux qui présentent, en apparence uniquement, des caractéristiques communes : berges bien définies, végétation non pérenne, omniprésence dans le paysage fluvial [2]. Il est aussi caractérisé par une dynamique active dans un lit moyen très large à bras multiples, qui s'écoulent autour des îles ou des bancs stables en alternant des portions sinueuses à chenal unique et des portions en tresse [2, 33, 34]. Le style divagant présente en outre un indice de sinuosité en général inférieur à celui des rivières à méandres libres, mais sa division en chenaux multiples est moins intense et moins continue que pour les rivières en tresses ; il combine donc à la fois certaines caractéristiques du méandrage et du tressage [3]. Les métamorphoses observées sur le segment fluvial étudié décrivent assez bien les transitions du lit répertoriées dans la littérature pour caractériser un style fluvial vagabond. Au cours de la période 1973-2018, le chenal décrit un style sinueux proche du méandre (1973 et 2003). Durant les années 1985, 1990, 1998, 2013 et 2018 le lit est caractérisé par le tressage avec des chenaux secondaires séparés par des bancs mobiles peu végétalisés.

5. Conclusion

La mobilité des formes fluviales de la Bénoué en aval du confluent Faro décrivent des stades géomorphologiques intermédiaires du lit. Sur 15 km, ce lit à style « vagabond » montre un élargissement important de la bande active (1,36 ha/km/an) accompagné d'une formation et d'une mobilité importante des bancs (1,43 ha/km/an) entre 1983 et 2003. Cette dynamique latérale ralentie et la surface occupée par les bancs dans le lit fluvial diminue par raccordement aux berges au cours de 2003-2018. Les basculements du talweg de la bande active entre rive gauche et rive droite oriente la position (axiale et latérale) des bancs. La proximité du confluent Faro booste la mobilité en plan de ces formes fluviales. La caractérisation de la dynamique latérale des formes fluviales par analyse diachronique des images satellitaires est une approche complémentaire à enrichir dans l'estimation du taux transfert sédimentaire en l'absence des mesures directes dans le lit fluvial.

Références

- [1] - R. R. HENDRICK, L. L. ELY and A. N. PAPANICOLAOU, *Geomorphology*, 114 (3) (2010) 483 - 496
- [2] - J. R. MALAVOI and J. P. BRAVARD, “*Éléments d'hydromorphologie fluviale, collection « comprendre pour agir »*”, Onema, Paris, (2010)
- [3] - S. P. RICE, M. CHURCH, C. L. WOOLRIDGE and E. J. HICKIN, *Sedimentology*, 56 (3) (2009) 709 - 736
- [4] - J. R. MALAVOI, C. -C. GARNIER, N. LANDON, A. RECKING and P. BARAN, “*Éléments de connaissance pour la gestion du transport solide en rivière*”, Onema, Paris, (2011)
- [5] - A. ROCCATI, F. FACCINI, F. LUINO, J. V. DE GRAFF and L. TURCONI, *Catena*, 182 (2019) 104 - 122
- [6] - J. H. CANDEL, B. MAKASKE, N. KIJM, M. G. KLEINHANS, J. E. STORMS and J. WALLINGA, *The Depositional Record*, 6 (3) (2020) 648 - 669
- [7] - E. W. LARSEN, A. K. FREMIER and S. E. GRECO, *Journal of the American Water Resources Association*, 42 (4) (2006) 1077 - 1097
- [8] - S. HOMRANI, “*Morphodynamique des dunes en eau peu profonde et transport sédimentaire : le banc du Creizic (Golfe du Morbihan)*”, Thèse de doctorat, Université de Ngaoundéré, Ngaoundéré, (2020) 404 p.
- [9] - M. CHAPUIS, “*Mobilité des sédiments fluviaux grossiers dans les systèmes fortement anthropisés : éléments pour la gestion de la basse vallée de la Durance*”, Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille, Marseille, (2012) 253 p.
- [10] - H. JANTZI, J. M. CAROZZA, J. L. PROBST and P. VALETTE, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 23 (2) (2017)
- [11] - F. ARRÓSPIDE, L. MAO and C. ESCAURIAZA, *Geomorphology*, 306 (2018) 182 - 197
- [12] - R. J. BATALLA, A. IROUMÉ, M. HERNÁNDEZ, M. LLENA, B. MAZZORANA and D. VERICAT, *Geomorphology*, 303 (2018) 322 - 337
- [13] - F. GRASSO and P. LE HIR, *Ocean Dynamics*, 69 (1) (2019) 83 - 100
- [14] - J. A. CLAYTON, *Water Resources Research*, 46 (2) (2010) W02601
- [15] - D. G. L. FOTSA, “*Étude morphodynamique de deux hydrosystèmes urbains : le cas de l'Ewoué et du Tongolo (Yaoundé)*”, Mémoire de master 2, Université de Yaoundé 1, Yaoundé, (2010) 112 p.
- [16] - G. A. D. DZEUFACK, “*Contribution à l'étude morphodynamique de deux hydrosystèmes tropicaux urbains : le Biyeme et le Mingossa (Mfoundi)*”, Mémoire de master 2, Université de Yaoundé 1, Yaoundé, (2014) 162 p.
- [17] - D. C. KITWE, “*Étude de la morphodynamique fluviale d'un cours d'eau de plateau en contexte tropical soudanien : le cas du Soumsoum*”, Mémoire de master 2, Université de Yaoundé 1, Yaoundé, (2019) 155 p.
- [18] - K. DJOUDJE, M. TCHINDJANG and B. MOUPENG, *Geo-Eco-Trop*, 38 (1) (2014) 75 - 84

- [19] - C. E. KANA, *Sciences Eaux & Territoires*, 41 (2017) 1 - 7
- [20] - F. A. MBÉLÉ, “*Analyse morphohydrologique du lit majeur de la Bénoué, de la confluence avec le Mayo-Kébi à la frontière Cameroun-Nigéria*”, Thèse de doctorat, Université de Ngaoundéré, Ngaoundéré, (2018) 404 p.
- [21] - G. A. D. DZEUFACK, “*Contribution de la géomatique dans le suivi de l'évolution morphologique du chenal de la Bénoué entre Lagdo et la frontière Cameroun – Nigéria*”, Mémoire de master 2 professionnel, Université de Ngaoundéré, Ngaoundéré, (2018) 103 p.
- [22] - V. DJOUFACK, B. FONTAINE, N. MARTINY and M. TSALEFACK, *Int. J. Remote Sensing*, 33 (2012) 6904 - 6926
- [23] - J. -C. OLIVRY, “*Fleuves et rivières du Cameroun*”, Collection Monographies hydrologiques, MESRES-ORSTOM, Paris, (1986)
- [24] - L. TIRON, “*Delta du Danube - Bras de St. George : Mobilité morphologique et dynamique hydro-sédimentaire depuis 150 ans*”, Thèse de doctorat, National Institute of Marine Geology And Geo-Ecology (GeoEcoMar), Romania, (2010) 281 p.
- [25] - C. R. THORNE, A. P. G. RUSSELL and M. K. ALAM, *Geological Society, London, Special Publications*, 75 (1) (1993) 257 - 276
- [26] - R. CHAUSSIS and R. SUAUDAU, “*Morphologie des cours d'eau*”, France Nature Environnement, Paris, (2012)
- [27] - M. V. D. SANTOS, M. L. DUARTE, T. A. D. SILVA, H. S. COSTA and M. A. B. VAZ, *Confins. Revue franco-brésilienne de géographie/Revista franco-brasileira de geografia*, (46) (2020)
- [28] - S. GRIVEL, “*La Loire des îles, du Bec d'Allier à Gien : rythmes d'évolution et enjeux de gestion*”, Thèse de doctorat, Université Paris 8, Paris, (2008) 518 p.
- [29] - S. J. DIXON, G. H. S. SMITH, J. L. BEST, A. P. NICHOLAS, J. M. BULL, M. E. VARDY, M. H. SARKER and S. GOODBRED, *Earth-Sciences*, 176 (2018) 1 - 18
- [30] - S. YUAN, H. TANG, Y. XIAO, X. QIU and Y. XIA, *J. Hydraul. Res.*, 56 (2018) 333 - 350
- [31] - A. BILAL, Q. XIE and Y. ZHAI, *Journal of Marine Science and Engineering*, 8 (8) (2020) 591
- [32] - M. RUSNÁK and M. LEHOTSKÝ, *Zeitschrift für Geomorphologie*, 58 (2) (2014) 251 - 266
- [33] - M. CHAPUIS, S. DUFOUR, M. PROVANSAL, B. COUVERT and M. DE LINARES, *Geomorphology*, 231 (2015) 258 - 269
- [34] - A. KIDOVA, M. LEHOTSKÝ and M. RUSNÁK, *Geomorphology*, 272 (2016) 137 - 149