

QUELQUES OBSERVATIONS SUR LES COMPORTEMENTS FLUVIATILES  
DANS UNE REGION INTERTROPICALE DE RIFT (Zaire - Burundi - Rwanda)

Some observations on the river behaviour in an intertropical region of a rift.

ILUNGA Lutumba.\*

ABSTRACT

*The high lands of the Western Rift, between the Kivu and Tanganyika lakes, present three regions differentiated by the behaviour of their rivers : the high dissected plateaus, the scarps and the Ruzizi Plain. The high plateaus are characterized by their slow-flowing straight rivers (RUST, 1978), along which floodplains now wide, then narrow, can be observed. Almost only organic sediment (peat) is known in high mountains (> 1800 m) while sandy and muddy peat deposits are typical of less high regions (1500-1800 m). Such deposits suggest the predominance of chemical over mechanical weathering. The scarps show an efficient morphogenetic activity. Straight rivers of the traction type, more rapid, have dissected deep V shaped valleys. The coexistence of coarse (gravel) channel load with a finer (mud and sandy mud) overbank type, characterises the Ruzizi Plain. Here, rivers are of the straight type though displaying a braided tendency proximally and a meandering one distally.*

RÉSUMÉ

*Les hautes terres du Western Rift, entre les lacs Kivu et Tanganyika, présentent trois régions à comportement fluvial différent : les hauts plateaux disséqués, les escarpements et la Plaine de la Ruzizi. Les hauts plateaux se caractérisent par des cours d'eau lents de type rectiligne (RUST, 1978) d'inondation faisant alterner alvéoles et verrous<sup>1</sup>. La sédimentation est essentiellement organique (tourbe) dans les hautes montagnes (> 1800 m) tandis que les dépôts sablo- et argilo-tourbeux caractérisent les régions moins élevées (1500 à 1800 m), ce qui implique la prédominance de l'altération chimique sur la désagrégation. Les escarpements se distinguent par une nette efficacité morphogénétique fluviale. Les cours d'eau, plus rapides et de type rectiligne de traction, y ont taillé des vallées profondes en V. La plaine de la Ruzizi montre la coexistence d'une sédimentation grossière (cailloutis et sable) de chenal et fine (limon et limon sableux) d'inondation. Les cours d'eau y sont de type rectiligne, mais montrent globalement une tendance à développement des tresses près des escarpements et des méandres dans les régions plus éloignées.*

---

\* I.S.P. Bukavu - B.P. 854 Bukavu, Zaire

<sup>1</sup> Termes utilisés par Tricart (1974) pour désigner les élargissements et rétrécissements des fonds alluviaux le long des cours d'eau intertropicaux

## INTRODUCTION

L'étude des cours d'eau intertropicaux a été jusqu'à présent insuffisamment menée à travers le monde. Il en est de même du Zaïre en général et de ses hautes terres du Western Rift en particulier. En effet, pour tout le Zaïre, seule la Région (Province) du Shaba (S-E Zaïre) est relativement connue grâce aux travaux pionniers de ALEXANDRE (1962, 1974), ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE (1961), ALEXANDRE et LEQUARRÉ (1978), ALEXANDRE et STREEL-POTELLE (1979), ALEXANDRE-PYRE (1971), ALEXANDRE-PYRE et SERET (1969) et LEQUARRÉ (1978).

Bien que ces études restent insuffisantes, leurs conclusions sont venues néanmoins enrichir et corroborer ce qui est connu des cours d'eau intertropicaux en général, à savoir, la faible proportion des sédiments grossiers pendant les phases climatiques plus humides, faiblesse due à la prédominance de l'altération sur les processus mécaniques. C'est cette situation qui entraîne l'inhibition de l'incision régressive et explique la très lente régularisation des profils longitudinaux des cours d'eau intertropicaux. Ainsi, les rivières se caractérisent par l'alternance de biefs calmes avec des seuils à chutes, à rapides ou à cascades où se réalisent parfois des patines protectrices rendant encore plus difficile l'érosion linéaire (ALEXANDRE & LEQUARRÉ, 1978). Les remarquables travaux de ALEXANDRE-PYRE (1971) ont permis d'établir un véritable modèle d'interprétation paléoclimatique qui peut se résumer comme suit :

- les sédiments fluviatiles fins gris-noirs proviennent des inondations des cours d'eau lors des phases climatiques plus humides;
- les sédiments fluviatiles grossiers (cailloutis + sable) de couleurs variables (rouge, jaune, orange) proviennent des cours d'eau à tresses des phases climatiques plus sèches (steppe).

Le but du présent travail est de décrire les comportements fluviatiles dans une région intertropicale de rift et de vérifier s'ils correspondent bien à ce qui est connu des cours d'eau intertropicaux en général.

## 1. CLASSIFICATION DES COURS D'EAU

Plusieurs classifications des cours d'eau existent dans la littérature. Elles sont basées notamment sur le mode de transport des sédiments et sur la morphologie des chenaux. La classification adoptée ici est celle qui prend en compte la morphologie des chenaux, qui se définit par deux paramètres : la sinuosité (S) et le "braiding parameter" (BP) (paramètre de tressage, RUST, 1978). Rappelons ici que la sinuosité représente le rapport de la longueur du chenal par rapport à celle du fond de la vallée alors que le paramètre de tressage mesure le nombre de tresses (braids) dans un chenal et définit ainsi la multiplicité des chenaux.

Grâce à ces deux paramètres, on différencie d'une part les cours d'eau de faible ( $S < 1,5$ ) et de grande ( $S > 1,5$ ) sinuosité et d'autre part, ceux à chenal unique ( $BP < 1$ ) et multiple ( $BP > 1$ ). Tenant compte de ces critères, on distingue alors quatre types de cours d'eau que voici :

- Cours d'eau rectiligne ou droits (straight rivers) à chenal unique et à sinuosité inférieure à 1,5.
- Cours d'eau à méandres (meandering rivers) à chenal unique et à sinuosité supérieure à 1,5.
- Cours d'eau à tresses (braided rivers) à chenaux multiples et à sinuosité inférieure à 1,5.
- Cours d'eau anastomosés (anastomosing rivers) à chenaux multiples et à sinuosité supérieure à 1,5. La sédimentation est de type rivière à méandre avec îlots de coude (point bar), levées et plaine d'inondation (SMITH, 1983).

En ce qui nous concerne, nous optons pour cette classification que nous complétons pour les cours d'eau rectilignes, en y ajoutant le mode de transport dominant. Ainsi, nous parlerons des cours d'eau rectilignes de traction (type ALLEN, 1965) et de suspension (type MOODY-STUART, 1966).

Enfin, il est bon de signaler la confusion qui règne parfois dans la terminologie entre les cours d'eau à tresses (braided rivers) et anastomosés. J.D. COLLINSON (1980) écrit, à juste titre, qu'il existe une certaine ambiguïté dans l'utilisation des termes "braided" et "anastomosing". En effet, pour beaucoup d'auteurs, écrit-il, ces termes sont synonymes alors que dans la classification de SCHUMM (1971), une rivière à tresses (type braided) est celle dans laquelle l'écoulement diverge et converge autour des îlots à l'échelle du chenal, tandis qu'une rivière anastomosée est celle dont le

chenal se subdivise en chenaux plus permanents, séparés l'un de l'autre par une plaine d'inondation. Dans ce dernier cas, chaque chenal peut avoir sa particularité au point de vue de la sinuosité et des paramètres de subdivision du chenal.

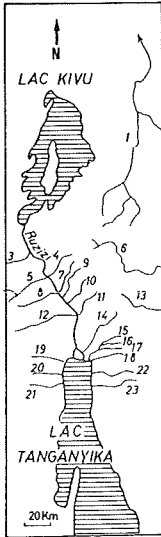


Fig. 1 : Carte du réseau hydrographique  
 1. Nyabarongo; 2. Ruzizi;  
 3. Mugera; 4. Nyakagunda;  
 5. Luvubu; 6. Akanyaru;  
 7. Nyamagana; 8. Luberizi;  
 9. Muhira; 10. Kabulantwa  
 11. Kagunuzi; 12. Sange;  
 13. Ruvubu; 14. Mpanda;  
 15. Muzazi; 16. Murago;  
 17. Gikoma; 18. Ntakangwa;  
 19. Kavimvira; 20. Mulongwe;  
 21. Kalimabenge; 22. Kaniga;  
 23. Mugere.

## 2. COMPORTEMENT DES COURS D'EAU

Le réseau hydrographique des hautes terres du Western Rift entre les lacs Kivu (1462 m) et Tanganyika (773 m) est constitué de trois grands cours d'eau. Il s'agit de la Ruzizi, de l'Akanyaru-Nyabarongo sur les hautes terres du Rwanda et de la Ruvubu sur celles du Burundi auxquels il faut ajouter leurs affluents respectifs (fig. 1).

Les observations que nous avons faites sur ces cours d'eau diffèrent suivant la localisation des sites d'observation dont voici quelques-uns :

### 1° Région des hauts plateaux :

- Sites de Nyangezi le long des rivières Mugera et Bishalalo;
- Sites de Muramvya et Kayanza le long de la Ruvubu et sites de Ngozi et Butare le long de l'Akanyaru.

### 2° Région des escarpements :

- Escarpement de Ngomo (Kamanyola) le long de la rivière Ruzizi (Zaire)

- Escarpement d'Uvira le long des rivières Kavimvira, Mulongwe et Kalimabenge (Zaïre)
- Escarpement de Muramvya le long des rivières Gikoma et Murago (Burundi)
- Escarpement de Bujumbura le long des rivières Ntahangwa, Kanyosha et Mugere (Burundi).

### 3° Plaine de la Ruzizi

- Rivières Luvimvi, Luvubu, Luberizi, Sange, Kavimvira, Mulongwe et Kalimabenge (Zaïre)
- Rivières Nyakagunda, Nyamagana, Muhira, Kabulantwa, Kagunuzi, Mpanda, Ntahangwa, Kanyosha et Mugere (Burundi).

#### a. Région des hauts plateaux disséqués

Les hauts plateaux disséqués se situent plus ou moins au-dessus du niveau de 1500 m. Il s'agit de compartiments faillés correspondant aux escaliers de failles du Western Rift et qui, de par leur altitude plus élevée se caractérisent par l'apparition des mois frais ( $t^{\circ} < 20^{\circ} \text{ C}$ ). Ils appartiennent ainsi, malgré leur basse altitude, aux régions morphoclimatiques subtropicales et connaissent une pluviométrie annuelle accrue, généralement supérieure à 1200 - 1500 mm, voire 2000 mm en haute montagne. De telles régions ressemblent fort aux régions chaudes de forêts denses, notamment par leur morphogénèse conséquente (prédominance de l'inféoflux sur le ruissellement superficiel). La diminution de la température n'y est pas suffisante pour modifier la physionomie de la forêt. Seule la composition floristique change pendant que les différences géomorphologiques restent minces et moins évidentes (J. TRICART, 1974).

Ces traits généraux sont confirmés ici, car exception faite des crêtes quartzitiques précambriennes du Burundien, qui représentent parfois des reliefs appalachiens, le reste des roches est couvert d'épaisses altérites. L'altération y a, de façon générale, atteint le stade de la kaolinite. Le modelé est de type "collines allongées à pentes convexes" séparées par de larges vallées à marécages et cours d'eau à chenaux à peine marqués (1 à 1,5 m) et dont la profondeur des eaux reste généralement inférieure à 0,5 m. Ces vallées sont des plaines d'inondation montrant le long des cours d'eau, tantôt des épanouissements en alvéoles, tantôt des rétrécissements en verrous. La végétation actuelle n'étant pas climacique (effet anthropique), notamment dans les régions comprises entre 1500 et 1800 m, le ruissellement y a pris de l'ampleur et a localement transformé le modelé convexe en modelé convexo-concave.

Les grands cours d'eau sont de type rectiligne d'inondation, et leurs eaux sont claires, ne transportant visiblement que quelques débris végétaux. Un changement de

comportement ne se produit que suite aux averses qui font que les cours d'eau deviennent plus rapides et boueux (couleur brun-rougeâtre). Les inondations sont alors possibles.

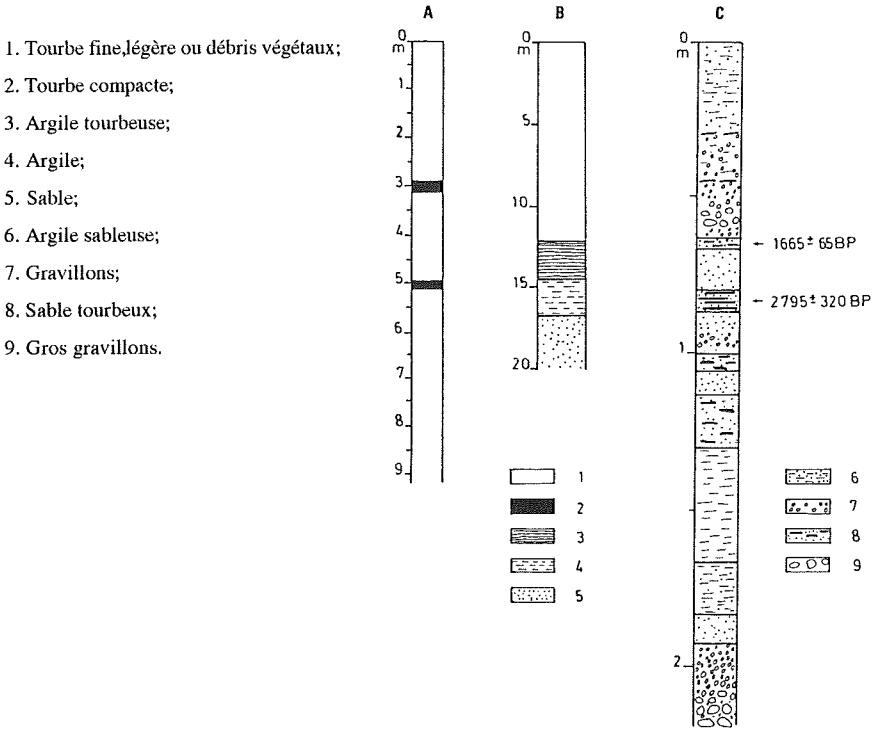
En haute montagne (> 1800 m), plusieurs sondages effectués dans ces vallées montrent presque exclusivement des formations tourbeuses alternant parfois avec de l'argile et du sable. Le cailloutis y est totalement inconnu et cela même dans les sédiments dont les datations peuvent remonter jusque vers 30.000 à 40.000 ans BP. comme c'est le cas des sondages de Karimonzovu, de Kurunyange et Kashiru (HAMILTON, 1982 et ROCHE *et al.*, 1988).

Entre 1500 et 1800 m, on assiste à une relative diminution de l'importance de la tourbe au profit d'une sédimentation détritique. Dans le sondage de Kibuye (ROCHE, 1985) par exemple, la tourbe est apparemment assez récente et très localisée. Elle est signalée vers 2500 - 1600 BP, période durant laquelle les conditions climatiques auraient été plus fraîches ainsi que semblent le signaler la palynologie et l'étude des minéraux argileux.

La lithologie de ce sondage (fig. 2) montre deux séquences positives faites de gravillons, de sable et de limon, séparées par du sable tourbeux. La répétition du granuloclasement normal suggère une sédimentation issue de courants qui, en un endroit donné, ont varié avec le temps en diminuant de force. Une telle situation fait songer à un cours d'eau à méandres dont le chenal migrerait à travers sa plaine d'inondation. En outre, la conservation des sédiments fins limoneux ou argileux, dans un contexte de plaine alluviale, implique des processus de mise en place par une rivière qui n'est pas de type à tresses (braided). Enfin, l'absence de rupture brutale entre les dépôts grossiers et les dépôts fins d'une même séquence nous empêche de plaider, ici, en faveur d'une oscillation climatique qui expliquerait le grossier par une phase plus sèche et le fin par une phase plus humide. Les cours d'eau à méandres ne sont-ils pas connus comme formant simultanément les dépôts grossiers de chenaux, bien que lenticulaires, et les dépôts fins d'inondation ?

Quoi qu'il en soit, les sédiments des hauts plateaux, même ceux plus grossiers comme ceux du sondage de Kibuye, restent toujours dans les normes de la sédimentation fluviale intertropicale qui se caractérise par la prédominance des fins sur du grossier. Nous pouvons, toutefois, citer en exception une partie des dépôts de la vallée inférieure de la Mugeru, affluent montagneux de la rivière Ruzizi à environ 30 km de Bukavu. Là, exceptionnellement, quatre niveaux de terrasses ont pu être

observés, dont les plus anciens sont presque uniquement caillouteux (petits et gros galets) et suggèrent des conditions climatiques plus sèches (steppe).



Toutefois, s'il est vrai que les sédiments récents sont plus fins, comme nous venons de le voir, il est également vrai que dans certains cas, actuellement, on peut observer du cailloutis dans les lits des cours d'eau affluents, à caractère plus torrentiel notamment dans les régions à pentes plus raides où les cours d'eau mordent plus profondément dans les altérites.

Tenant compte de tout ce qui précède, nous pouvons dire que le modelé actuel des hauts plateaux serait en réalité un paléomodelé de forêt dense ou mésophile. Un tel façonnement s'explique par la prédominance de l'altération chimique sur la

désagrégation entraînant l'inhibition de l'érosion régressive, c'est-à-dire, l'incapacité des cours d'eau à se façonner les seuils rocheux. Or, c'est cette dissection qui joue un rôle capital dans la régularisation des profils des cours d'eau, situation mieux visible dans les régions des escarpements.

#### b. Région des escarpements

La région des escarpements est celle des failles semi-méridiennes du Western Rift délimitant la plaine de la Ruzizi qui représente le fond du graben. Cette région se différencie des autres par ses pentes abruptes et ses vallées en V. Les altérites y sont relativement moins développées (escarpement d'Uvira), notamment sur les roches schisteuses où quelques glissements en planche sont observables (région de Kamanyola et de Bugarama). Toutefois, dans certains endroits comme à Bujumbura, des épaisseurs considérables (plusieurs dizaines de mètres) sont observables et l'altération y a atteint le stade de la kaolinite, ce qui explique sans doute la prédilection des glissements de terrain par rotation. Les échantillons que nous y avons pris dans les altérites, le long de la rivière Ntahangwa, nous ont montré une nette prédominance de la kaolinite au détriment des autres minéraux argileux. Dans les échantillons de piémont, la kaolinite atteint 87,5 % contre une faible représentation de la smectite et de l'illite. Par contre, dans ceux de l'escarpement, la kaolinite varie entre 31 et 52,6 % contre, respectivement 30 à 37,7 % pour la smectite et 10 à 22,6 % pour l'illite. La smectite serait, ici, une smectite de néoformation de type beidellite (traitements au K et au Li).

Les cours d'eau sont fortement encaissés dans les régions des escarpements et les débris caillouteux jonchent leurs lits. Ces débris deviennent particulièrement plus abondants dans la région des piémonts où des gros blocs s'amoncellent. Plusieurs d'entre eux peuvent dépasser les deux mètres. Les deux dernières catastrophes survenues à Uvira en 1988 nous en disent long à ce sujet. Les habitants de cette zone de piémont parlent d'un tintamarre semblable à celui de coups de feu suivis rapidement d'une odeur de poudre et de l'envahissement des quartiers riverains par de gros blocs détruisant tout sur leur passage (maisons, routes, etc...) et provoquant la mort de dizaines de personnes qui n'ont pas eu le temps de s'éloigner de leur passage. J. ALEXANDRE (communication personnelle) a observé de tels phénomènes appelés *huaycos* au Pérou et il pense que les écoulements boueux y jouent un grand rôle.



A l'opposé des hauts plateaux où l'érosion linéaire est faible, la région des escarpements se caractérise par une nette érosion régressive. Même la rivière Ruzizi, considérée comme très récente ( $\pm 10.000$  ans BP) (OLSON & BROECKER, 1959 et HECKY, 1978), a pu se façonner une gorge à profil longitudinal à pente relativement faible dans le secteur des escarpements. En effet, si sa pente depuis le lac Kivu jusqu'à sa confluence avec la rivière Mugeru à Nyangezi est faible (0,9 %), elle n'augmente pas pour autant très fortement dans la région des escarpements (entre Nyangezi et Kamanyola) où elle reste autour de 2,5 %. Cette situation impliquerait donc que dans les régions intertropicales chaudes, l'efficacité de l'érosion régressive est à rechercher dans les régions des escarpements. Toutefois, la prédominance de l'incision ne permet pas la conservation des îlots et les cours d'eau y sont du type rectiligne de traction.

### c. Région de piémont ou plaine de la Ruzizi

Avec sa température moyenne annuelle de 24° C et ses températures moyennes mensuelles toujours supérieures à 20° C, la plaine de la Ruzizi appartient à la zone chaude, plus particulièrement au régime pluviométrique à court hivernage. Elle se caractérise en effet par une saison sèche de 6 à 7 mois et par un module pluviométrique moyen annuel variable suivant les endroits, mais qui reste autour de 975 mm, ce qui la situe pratiquement à la limite avec la zone sèche ( $\pm 750$  mm). Cette situation la fait ainsi contraster avec les hauts plateaux et implique théoriquement un ruissellement superficiel accru démontré sur terrain par la présence des formes d'aplanissement tels que les glacis et les collines résiduelles (inselbergs) (L. ILUNGA et J. ALEXANDRE, 1982).

Les dépôts des chenaux (cailloutis provenant des escarpements) sont très grossiers dans la zone proche des escarpements, mais diminuent progressivement vers l'aval dans les régions plus éloignées où ils deviennent plus sableux. Les cours d'eau, tout en étant de type rectiligne de traction montrent globalement une tendance à tresses près des escarpements et une tendance à méandres dans les régions plus éloignées.

L'alluvionnement de plaines alluviales est généralement fait de limon ou de limon sableux. Plusieurs chenaux désaffectés et méandres recoupés y sont observables de même que les traces de débordement des eaux sur les surfaces à végétation rare. On peut ainsi observer plusieurs replats inondables le long des cours d'eau qui présentent un cailloutis à la base suivi de sable et recouvert de limon ou de limon sableux. Il s'agit là de quelque chose de comparable aux graviers sous berges.

L'eau des cours d'eau est généralement assez claire, contenant surtout des débris végétaux, ce qui témoigne d'une faible capacité de transport et donc de fauchonnement. Il faut attendre les crues dues aux averses montagneuses pour voir les eaux se charger de sédiments fins et grossiers et se teinter en brun jaunâtre à rougeâtre ou en orange. C'est également à la suite des crues que les eaux peuvent attaquer et modifier les berges et remanier le cailloutis aussi bien des chenaux que des berges. La disposition des îlots s'en trouve modifiée surtout en ce qui concerne les îlots de milieu (braid bars) et de côté (side bars) qui caractérisent plus les tronçons proches des piémonts. Les îlots de coude (point bars) plus éloignés, sont surtout affectés lors des crues. Tels furent les cas récents, en 1988, des rivières Luberizi et Sange (plaine zaïroise), juste en amont des ponts de la route Bukavu-Uvira.

Quant à la couleur des sédiments, aussi bien des chenaux que de la plaine d'inondation, elle est globalement grise dans tous les milieux d'étude, depuis les hauts plateaux jusqu'aux piémonts. Les traces d'oxydes de fer ne sont nullement visibles. On peut en conclure que le climat actuel est suffisamment humide pour produire assez d'acides organiques pour éliminer les oxydes de fer. Ce qui impliquerait qu'une coloration originelle des sédiments par les oxydes de fer, contrairement à ce qu'on observe actuellement, suggérerait des conditions climatiques plus sèches.

## CONCLUSION

L'analyse des comportements fluviaux dans les hautes terres du western Rift entre les lacs Kivu et Tanganyika montre que les connaissances générales acquises sur les rivières intertropicales s'appliquent mieux aux cours d'eau des hauts plateaux disséqués. La lenteur des eaux et la finesse des sédiments y sont de mise. Les alvéoles, vastes plaines d'inondation, alternent avec des verrous le long des cours d'eau rectilignes d'inondation. La sédimentation est essentiellement organique (tourbe) dans les hautes montagnes (> 1800 m), sablo- ou argilo-tourbeuse dans les régions moins élevées situées approximativement entre 1500 et 1800 m.

Les régions des escarpements se différencient par une grande efficacité morphogénétique. Les vallées ont une forme en V et les dénivellations entre les talwegs et les sommets des interfluvés sont généralement de plusieurs centaines de mètres. Les eaux y sont plus rapides et l'importance de l'érosion linéaire ne permet pas de notables accumulations sédimentaires, ce qui permet de classer les cours d'eau dans la catégorie rectiligne de traction.

Dans la région de piémont (plaine de la Ruzizi), les cours d'eau adoptent un comportement différent. En effet, la particularité de cette région est la mise en place synchrone de sédiments grossiers (cailloutis et sable) et de sédiments fins (limon ou limon sableux) donnant ainsi naissance à un dépôt similaire à ceux connus ailleurs sous l'appellation de graviers sous berges. Les cours d'eau, tout en étant de type rectiligne de traction adoptent ici des comportements différents suivant leur éloignement des escarpements : tendance à développer des tresses (braided river) dans les régions plus proches des escarpements, dans les régions plus éloignées où la sinuosité des méandres augmente nettement.

De tout ce qui précède, il ressort clairement que la sédimentation de la plaine de la Ruzizi est allogène et dépend de ce qui se passe dans les hauteurs environnantes et plus précisément du comportement fluvial dans la région des escarpements. Etant donné que la sédimentation actuelle montre une prédominance du grossier (cailloutis et sable) sur du fin (limon et limon sableux), on peut donc accepter qu'une sédimentation plus fine impliquerait une phase climatique plus humide tandis qu'une sédimentation plus grossière, surtout à coloration originelle par des oxydes de fer, suggérerait une phase climatique plus sèche. Cette façon de voir pourrait être utilisée pour l'interprétation paléoclimatique des faciès fluviaux fossiles de la plaine de la Ruzizi.

#### REFERENCES

- ALEXANDRE, J., 1962. Les facteurs du développement des méandres à la lumière des observations faites le long des rivières intertropicales (Lufira et Haut Lualaba). *Ass.Int. Hydrol. Sc.*, 59, 244-252
- ALEXANDRE, J., 1974. L'érosion des seuils fluviaux sous différents climats intertropicaux, in H. Poser (éd.) *Geomorphologische Prozesse und Prozesskombinationen in der Gegenwart unter verschiedenen Klimabedingungen*. Abh. Akad. Wissenschaften Göttingen, Math. Phys. Klasse, 3 Folge, 29, 174-184.
- ALEXANDRE et ALEXANDRE-PYRE, 1961. Les méandres encaissés dans une région intertropicale (Katanga méridional). *Publ. Univ. Etat Elisabethville*, 1, 181-189.
- ALEXANDRE, J. et LEQUARRÉ, A., 1978. Essai de datation des formes d'érosion dans les chutes et les rapides du Shaba. *Geo-Eco-Trop*, 2, 279-286.
- ALEXANDRE, J. et STREEL-POTELLE, A. 1979. Les alluvions anciennes de la Lupembashi inférieure (Shaba, Zaïre) et l'évolution d'une plaine alluviale de région intertropicale à saison sèche pendant la fin du Quaternaire. *Geo-Eco-Trop*, 3 (3), 169-184.

- ALEXANDRE, S., 1971. *Le plateau des Bianco (Katanga). Géologie et géomorphologie.* Acad. Rov. Sc. d'Outre-Mer. Mémoires, 151 p.
- ALEXANDRE, S. et SERET, G., 1969. Etude comparative des dépôts de fond de vallée dans trois régions de la zone de savane. *Bull. Soc. belge Géol., Paléont., Hydrol.*, 78(1), 49-55.
- ALLEN, J.R.L., 1965. A review of the origin and characteristic of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, 5, 89-191.
- COLLINSON, J.D., 1980. Alluvial sediments. in : READING, H.G. (éd.) : *Sedimentary environments and facies*, 15-60. Elsevier, New-York.
- HAMILTON, A.C., 1982. *Environmental history of East Africa : A study of the Quaternary.* Academic Press, 328 p.
- HECKY, R.E., 1978. The Kivu-Tanganyika basin. The last 14.000 years. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25, 159-165.
- ILUNGA, L. et ALEXANDRE, J., 1982. La géomorphologie de la plaine de la Ruzizi. *Geo-Eco-Trop*, 6(2), 105-123.
- LEQUARRÉ, A., 1978. La végétation et l'action géomorphologique des rivières dans une région tropicale humide. Exemple de la moyenne Kafubu. *Geo-Eco-Trop*, 1, 103-112.
- MIALL, A.D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13, 1-62.
- MIALL, A.D., 1981. Alluvial sedimentary basins. Tectonic setting and basin architecture. in : MIALL, A.D. (ed.) : *Sedimentation and tectonics in alluvial basins with examples from North America.* Geol. Assoc. Can. Spec. paper 23.
- MIALL, A.D., 1982. *Analysis of fluvial depositional systems.* Am Assoc. Petrol. Geol., 75 p. Tulsa.
- MOODY-STUART, M., 1966. High - and low - sinuosity stream deposits with examples from the Devonian of Spitsbergen. *J. Sedim. Petrol.* 36, 1102-1117.
- OLSON, E.A. and BROECKER, W. S., 1959. Lamont radiocarbon measurements, 5, *Ann. J. Sci.*, 257, 13-14.
- ROCHE, E., 1985. Analyse palynologique de quatre sondages effectués dans les dépôts de surface quaternaires au Rwanda. Interprétation paléoclimatique. *Mus. Roy. Afr. Centr. Dép. Géol. Min., Rapport annuel 1983-1984*, 153-159, Tervuren.
- ROCHE, E., BIKWEMU, G. et NTAGANDA, CH., 1988. Evolution du paléoenvironnement quaternaire au Rwanda et au Burundi. Analyse des phénomènes morphotectoniques et des données sédimentologiques et palynologiques. *Inst. fr. Pondichéry, trav. Sec. Sci. Techn.*, LXXV, 105-123.
- ROSSI, G., 1981. Tectonique, surface d'aplanissement et problèmes de drainage au Rwanda-Burundi. *Rev. Géom. Dyn.*, 29, 81-100.
- RUST, B.R., 1978. A classification of alluvial channel systems. in : MIALL, A.D. (ed.) : *Fluvial sedimentology.* Can. Soc. Petrol Geol. Mem., 5, 187-198.

SMITH, D.G., 1983. Anastomosed fluvial deposits - Modern examples from Western Canada. *in* : Collinson, J.D., and Lewin, J. (eds) : *Modern and ancient fluvial systems*. Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ. 6, 155-168, Blackwell, Oxford.

TRICART, J., 1974. *Le modelé des régions chaudes - Forêts et savanes*. SEDES, Paris, 345 p.

