

Environnements sédimentaires et minéralogie des formations superficielles de la Plaine de la Ruzizi (Nord du Lac Tanganyika)

Sedimentary environments and mineralogy of the superficial deposits of the Ruzizi Plain (North of Lake Tanganyika)

L. ILUNGA*

Abstract: The superficial deposits of the Ruzizi plain are subdivided into eight sedimentary formations. Their deposits are diverse and form an association of lacustrine, deltaic plain, flooding rivers, braided rivers, slope rills, sheet wash and alluvial environments of dry and humid climates. The fine deposits of deltaic and regularly flooding river plains are generally pedogenized (paleosoils). The study of heavy minerals as well as of clay minerals did not show any possibility of their use for lithostratigraphic purpose. Nevertheless, on basis of the sedimentological study, a succession of the different formations was established and a palaeoenvironmental evolution suggested.

Key words: Ruzizi plain, Tanganyika Lake, Sedimentary environment, Mineralogy, Stratigraphy.

Résumé: Les dépôts superficiels de la plaine de la Ruzizi sont subdivisés en huit formations sédimentaires. L'environnement de leur mise en place est diversifié et forme une association de milieux lacustres, de baie interdistributaire, de plaine deltaïque et de milieux fluviaux à plaines d'inondation et à tresses, d'épandage de ruissellement aréolaire et de cônes alluviaux de climats secs et humides. Les dépôts fins des plaines deltaïques et fluviales d'inondation sont généralement pédogénéisés (paléosols). L'étude aussi bien des minéraux denses que des argiles n'a pas montré la possibilité de leur utilisation dans un but lithostratigraphique. Néanmoins, sur base de l'analyse sédimentaire, une succession spatio-temporelle des différentes formations a pu être établie et une évolution paléoenvironnementale suggérée.

Mots-clés: Plaine de la Ruzizi, Lac Tanganyika, Environnement sédimentaire, Minéralogie, Stratigraphie.

INTRODUCTION

Le lac Tanganyika est un lac de rift thermiquement stratifié, avec une thermocline pérenne située à environ 100m de profondeur (STOFFERS & HECKY, 1978). La plaine de la Ruzizi (Fig.1a,1b) constitue son prolongement septentrional et représente un fond de rift situé entre 773m (niveau du lac) et 1000m d'altitude. Sa géologie est représentée par un ensemble précambrien et un ensemble cénozoïque. L'ensemble précambrien affleure sur les escarpements de failles qui bordent la plaine ou sur les mini-horsts qui la subdivisent en sous-bassins. Il est connu sous le nom de Burundien et de Ruzizien. Il s'agit d'épaisses formations sédimentaires (8 à 10.000 m) pélitico-arénacées à intercalations magmatiques acides (granites, pegmatites) et basiques (dolérites, microgabbros et gabbros). Elles sont plus métamorphosées à leur base (Ruzizien) qu'à leur sommet (Burundien) et sont constituées essentiellement par les schistes, les quartzophyllades, les quartzites, les micaschistes, les gneiss, les migmatites, les calcaires dolomitiques ainsi que les mylonites.

L'ensemble cénozoïque, dont la partie supérieure fait l'objet du présent travail, a été peu étudié probablement par manque de fossiles. En effet, peu d'études d'une relative importance nous sont connues.

* Kigali Institute of Education, B.P. 5032 Kigali, Rwanda.

Tableau I. Lithostratigraphie sommaire des dépôts superficiels de la plaine de la Ruzizi.

Age probable	Lithostratigraphie	
Holocène	f. <i>Kadjeke</i>	f. <i>Rukoko</i>
	f. <i>Kumanyola</i>	
Pléistocène supérieur	f. <i>Naombe</i>	f. <i>Gilungwe</i>
	f. <i>Boegera</i>	
Pléistocène inférieur à moyen		
	f. <i>Cibitoke</i>	
	f. <i>Muhira</i>	

Tervuren (Belgique), fruit d'une collaboration entre J. LEPERSONNE et quelques géologues du Bureau français de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), laquelle donne une esquisse stratigraphique sommaire.

La quatrième est l'étude géomorphologique de ILUNGA et ALEXANDRE (1982) qui subdivisent la plaine de la Ruzizi en 3 grandes parties : la plaine supérieure, la plaine moyenne et la plaine inférieure (Fig.1b). Ses dépôts sont considérés comme une association de dépôts lacustres et deltaïques d'une part et terrestres d'autre part (dépôts des cours d'eau, des cônes alluviaux et des colluvions). Une carte géomorphologique simplifiée est donnée ici (Fig.2)

Enfin, la cinquième étude est celle de ILUNGA (1991) dans laquelle une esquisse lithostratigraphique informelle est donnée (tableau I). Sa version modifiée sera utilisée dans le présent travail pour la description des environnements sédimentaires des dépôts superficiels de la plaine de la Ruzizi.

METHODOLOGIE

Un faciès sédimentaire est une unité stratigraphique distincte des autres par un ensemble particulier de caractéristiques de diverses natures (lithologie, texture, suite des structures sédimentaires, contenu fossilifère, couleur, géométrie, types de paléocourants, etc.). Il est produit par un ou plusieurs processus opérant dans un environnement défini comme une unité géomorphologique dans laquelle se déposent des sédiments. Toutefois, certaines unités géomorphologiques étant complexes, il s'avère nécessaire de les subdiviser en sous - environnements. C'est ainsi qu'un environnement fluvial par exemple peut être différencié en sous-environnements de chenaux, de levées naturelles et de plaines d'inondation (FRIEDMAN & SANDERS, 1978 ; REINECK & SINGH, 1975).

Dans l'étude des dépôts anciens, il est ainsi conseillé d'étudier d'abord les diverses caractéristiques d'une unité stratigraphique avant de la décrire comme un faciès et l'attribuer à un environnement sédimentaire. Et si plusieurs faciès de même origine se succèdent stratigraphiquement, ils peuvent être regroupés en séquences conduisant à la confirmation de l'environnement sédimentaire (REINECK & SINGH, 1975).

C'est cette façon de travailler que nous avons adoptée dans l'étude des dépôts de la plaine de la Ruzizi. Et puisque ces derniers présentent une quasi-totale absence de composantes biologiques et chimiques, seul l'aspect physique sera pratiquement pris en compte en dehors de l'aspect géomorphologique. C'est ainsi qu'une importance particulière sera accordée aux facteurs physiques qui permettent la détermination des conditions hydrodynamiques (structures sédimentaires primaires et distribution des paramètres texturaux) sous lesquelles les sédiments se sont déposés (milieu de dépôt, intensité et vitesse des courants et des vagues, profondeur de l'eau).

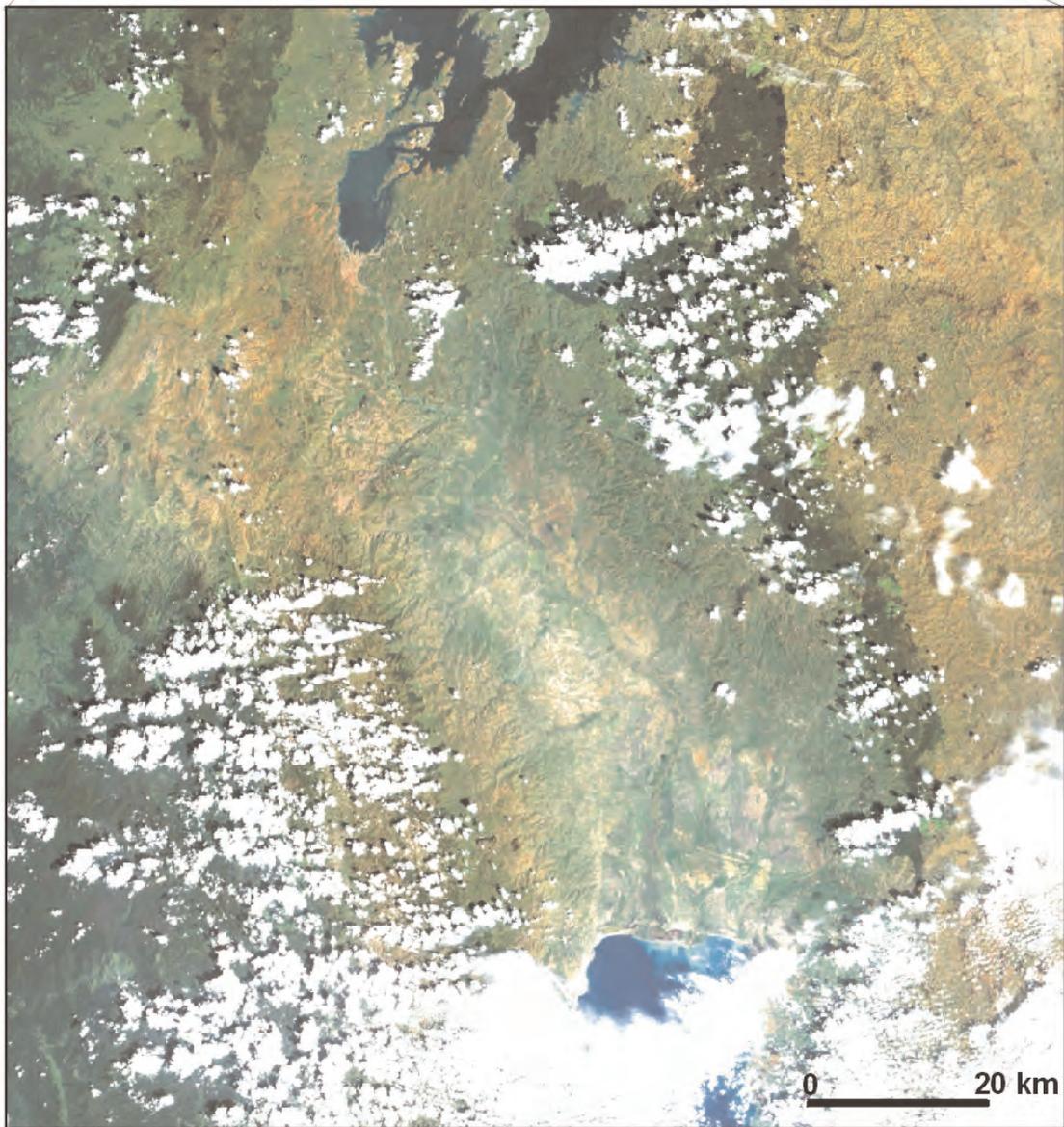
La première est l'étude gravimétrique de YZQUIERDO (1960) grâce à laquelle l'épaisseur des dépôts a été estimée à 1500-2000m.

La seconde est celle de SAH (1967) qui est une étude palynologique des échantillons du sondage RU₂₃₁ dans la région de Kundava (Burundi). Un âge néogène a été proposé pour la base de ce sondage et la corrélation a été faite avec le sondage RU₂₂₁ de la région de Cibitoke.

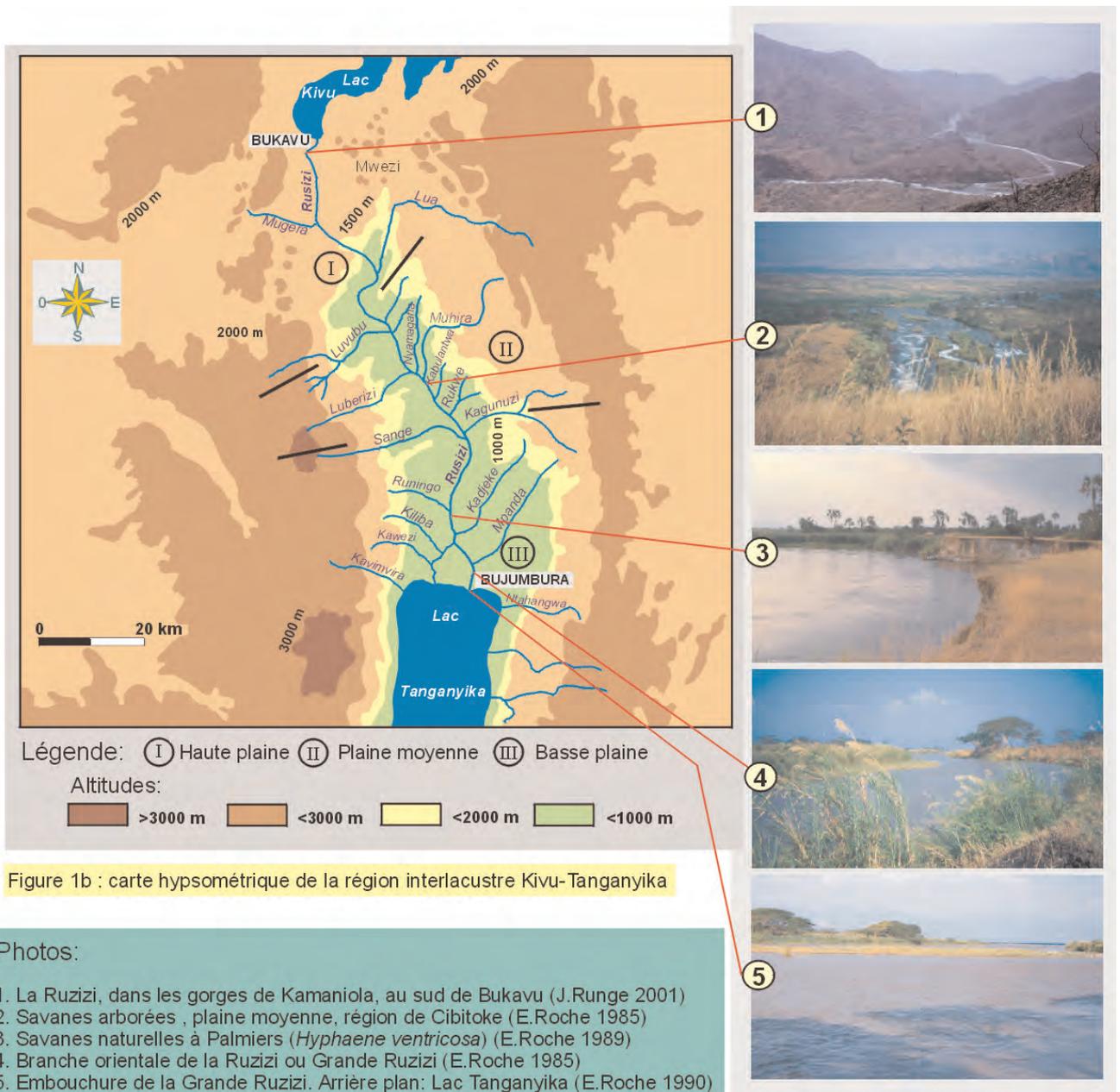
La troisième étude est celle du Département de Géologie (1974) du Musée royal de l'Afrique centrale à



Figure 1a : situation géographique



Plaine de la Ruzizi - Image Landsat 7 ETM+ / n° L71173062-06219991206 (acq: 22.09.99)



Toutefois, une attention spéciale sera accordée, pour leur impact sur les sédiments, à d'autres facteurs physiques tels que le climat, la tectonique et la nature des minéraux primaires authigènes (formés sur place).

En ce qui concerne l'interprétation des faciès, PICARD et HIGH (1972) ainsi que REINECK et SINGH (1975) donnent le modèle idéal de faciès lacustre tiré et modifié de TWENHOFEL (1932). Ce dernier est constitué d'une ceinture extérieure de cailloutis de petits galets de plage, d'une bande intermédiaire de sable littoral (zone au-dessus de la base de vagues), d'une ceinture interne de *mudstones*, silts sablo-marneux avec parfois des carbonates (zone en dessous de la base des vagues) et enfin d'une région centrale de *mudstones* ou de carbonates (zone du large). Ces deux dernières parties représentent les dépôts de suspension. La présence de courants de densité est responsable de chenaux sous-lacustres avec levées naturelles et de cônes de sable dans les parties les plus profondes des lacs.

Pour ce qui est de l'organisation des faciès, PICARD et HIGH (1972) écrivent que, pour autant que les lacs soient condamnés à être remblayés, les séquences négatives de régression les caractérisent de façon générale. Toutefois, dans la zone mixte, on peut observer les séquences positives des cours d'eau à inondations et les séquences négatives deltaïques coiffées de divers sous-faciès (chenaux effluents, levées, marais...). Les cours d'eau à tresses (*braided rivers*) se caractérisent par la prédominance de la texture grossière et des faciès de chenaux avec çà et là des lentilles de *mudstones*. Les cônes alluviaux des climats plus secs sont faits de dépôts de *streamflood* (flux torrentueux), *sheetflood* (épandage en nappe) et *debris flow* (coulées de débris) tandis que ceux des climats plus humides présentent une prédominance de structures des rivières à tresses. Alors que les stratifications entrecroisées suggèrent les faciès de chenaux, les marques de pédogenèse impliquent une exposition subaérienne et donc un milieu fluviatile ou mixte de plaine deltaïque.

MORPHOLOGIE DE LA PLAINE DE LA RUZIZI

Le fond de la dépression de la Ruzizi est approximativement circonscrit par l'isohypse de 1000 m tandis que les rebords culminent à plus de 3000 m. La courbe de 2000 m souligne par ailleurs l'existence, au sein du rift, de deux branches se croisant légèrement au sud du lac Kivu : l'une de direction NE-SO occupée par ce lac, l'autre de direction NO-SE puis N-S, constituée par la dépression de la Ruzizi et du lac Tanganyika. ILUNGA et ALEXANDRE (1982) ont subdivisé la plaine de la Ruzizi en 3 parties (Fig.1b ; Fig.2)

- La plaine supérieure qui s'étend de la zone d'escarpement septentrional (Bugarama) aux mini-horsts de Surya (au Burundi) et d'Itara (en RD Congo) lesquels s'avancent l'un vers l'autre au sein de la plaine qui s'en trouve réduite au seul complexe alluvial de la Ruzizi. Des coulées de lave faillées sont recouvertes essentiellement par des cônes de déjection et notamment le grand cône surbaissé édifié par la Ruzizi en aval de Kamanyola, au débouché de la gorge creusée dans le soubassement précambrien métamorphique.

Le grand cône alluvial correspondant au déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika est estimé à environ 9500 ans BP (HECKY 1978).

-La plaine moyenne dont la limite méridionale correspond au tracé des rivières Kagunuzi (Burundi) et Sange (RD Congo), lesquelles sont situées de part et d'autre de la Ruzizi à hauteur du massif Tshamate. Elle est subdivisée en deux parties (moyennes plaines septentrionale et méridionale) par des collines précambriennes qui s'avancent jusqu'à la Ruzizi ; il s'agit des collines Mutarule et Gatere.

- La plaine inférieure qui se trouve en aval du confluent de la Sange. La zone occupée par les sédiments augmente subitement de largeur et passe de 10 km en moyenne à plus de 20 km.

L'altitude relative par rapport au lac y est très faible et les coupes naturelles deviennent rares par manque d'érosion ravinante de quelque importance.

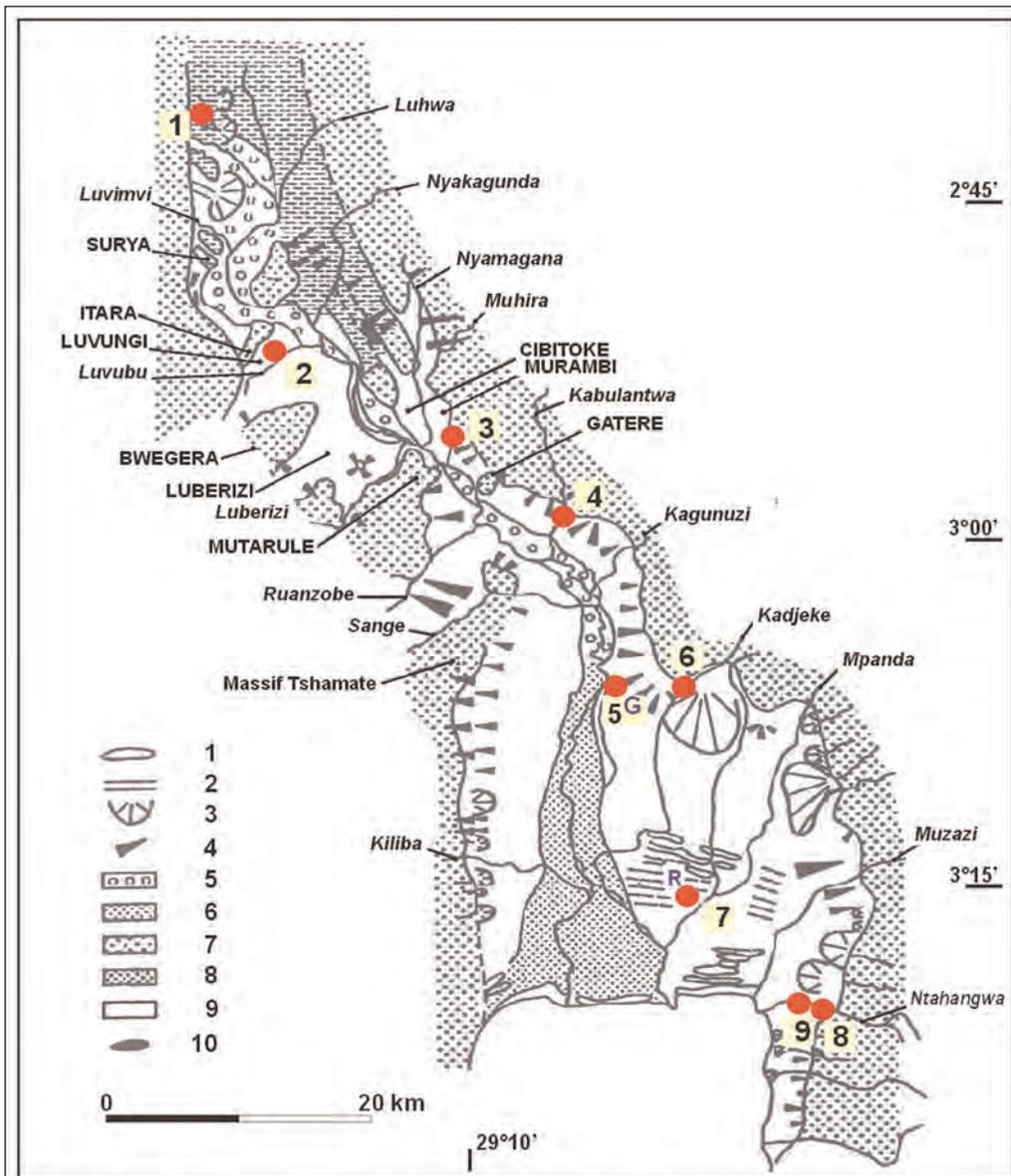


Figure 2: Esquisse géomorphologique de la Plaine de la Ruzizi

1. Flèche littorale nette 2. Flèche littorale moins nette 3. Cône de déjection 4. Glacis
5. Plaine caillouteuse 6. Plaine sableuse 7. Socle précambrien 8. Couléées basaltiques
9. Alluvions fluvio-lacustres 10. Petit lac.

G: Gihungwe R: Rukoko.

● Localisation des coupes principales:

1. Kamanyola 2. Luvubu 3. Muhira 4. Kabulantwa 5. Gihungwe 6. Kadjeke 7. Rukoko
8-9. Ntakangwa

ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES

Dans l'ensemble, huit formations sédimentaires sont observables dans les dépôts superficiels de la plaine de la Ruzizi. Il s'agit, des plus vieilles aux plus jeunes, des formations Muhira, Cibitoke, Bwegera, Gihungwe, Naombe, Rukoko, Kamanyola et Kadjeke (Fig. 2 ; Fig. 3)

Formation Muhira

La formation Muhira (Photos 1 & 2) est observable dans la plaine burundaise, le long de la route Bujumbura-Rugombo, aux ponts sur les rivières Nyakagunda, Nyamagana, Muhira, et Kabulantwa.

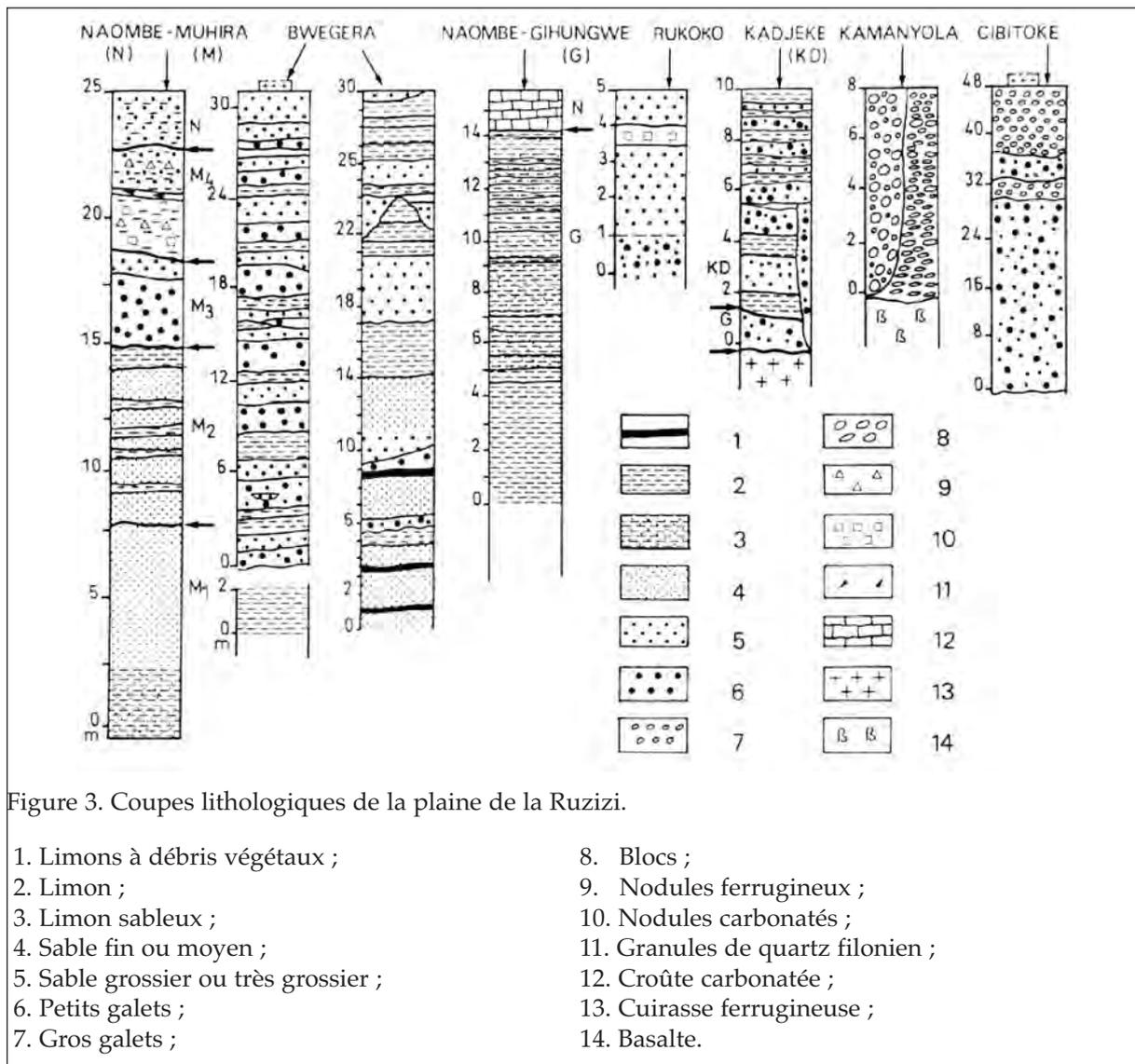


Figure 3. Coupes lithologiques de la plaine de la Ruzizi.

- | | |
|--------------------------------------|-----------------------------------|
| 1. Limons à débris végétaux ; | 8. Blocs ; |
| 2. Limon ; | 9. Nodules ferrugineux ; |
| 3. Limon sableux ; | 10. Nodules carbonatés ; |
| 4. Sable fin ou moyen ; | 11. Granules de quartz filonien ; |
| 5. Sable grossier ou très grossier ; | 12. Croûte carbonatée ; |
| 6. Petits galets ; | 13. Cuirasse ferrugineuse ; |
| 7. Gros galets ; | 14. Basalte. |

Sur la rive gauche de la Muhira où elle est plus complète, elle consiste en une succession de trois unités faillées qui sont de la base au sommet :

1. L'unité basale à deux sous-unités 1 et 2 avec des pendages pouvant atteindre 45° Sud:

- la sous-unité 1 des *shales* (roche détritique fine, laminaire) à granocroissance vers le haut (séquence négative) allant des silts fins aux silts sableux. Ces derniers présentent des lamines, entrecroisées tabulaires dans lesquelles on peut voir des faisceaux de lamines recourbées (*contorted laminae*). De telles structures sont notamment connues près des berges des chenaux dans les dépôts supra-deltaïques de chenaux effluents (REINECK & SINGH, 1975). Cet environnement sédimentaire semble avoir été deltaïque.

-La sous-unité 2 à interstratification de sable silteux brun-jaune à pseudogley à bases érosives et de mudstones gris-verdâtre gleyifiés. On y observe des migrations d'oxydes de manganèse, des couches argileuses brunâtres et des galeries de terre rouge.

Le sommet de cette sous-unité 2 présente un paléosol à concrétions carbonatées disséminées et à fissures verticales contenant du sable rougeâtre.

L'arrangement de cette sous-unité 2 en cyclothèmes de séquences positives et la prédominance des dépôts fins suggèrent un environnement de plaine deltaïque à chenaux effluents d'inondation de faible profondeur (1 à 2 m).

2. L'unité médiane est un cailloutis de galets granulo-sableux jaune - rouge épais d'environ 5 m et présentant localement des surfaces d'érosion et des lentilles de *mudstones* de remplissage de chenaux abandonnés. Les deux dernières caractéristiques ajoutées à la grossièreté des dépôts et à l'absence de dépôts fins d'inondation militent en faveur d'un environnement sédimentaire d'une rivière à tresses (*braided river*).

3. L'unité sommitale est un ensemble de deux paléosols sablo-limoneux à niveaux de concrétions ferrugineuses séparés par un lit décimétrique discontinu fait de granules de quartz et de quartzite. Les marques de pédogenèse sont, en plus des concrétions ferrugineuses, les couches argileuses rouges, les oxydes de manganèse et les galeries remplies de terre rouge. La non perturbation de ce lit de granules entre les paléosols nécessite d'écarter le recouvrement par les termites au profit de celui d'origine colluviale et de l'interpréter



comme une stone-line séparant deux complexes pédologiques d'origine colluviale (*rill wash, sheet wash*). Un dépôt similaire a été observé plus au nord au pont sur la rivière Nyakagunda et dans la région de Kamanyola le long de la rivière Luvimvi.

Notons que les deux premières unités sont également observables au pont sur la Kabulantwa (rive droite) où elles sont faillées et plissées.

Photo 1. formation Muhira (base). (Photo Ilunga Lutumba 1980)

En effet, un anticlinal de direction NO-SE y est visible avec un pendage d'environ 45° SE. L'unité sommitale à paléosols n'est pas visible ici.

L'étude des minéraux denses montre la prédominance de la tourmaline (37 à 47%) suivie de l'épidote (15 à 28%), de la staurotite (10 à 19%), du zircon (4 à 12%) et du rutile (4 à 8%). La sillimanite de même que les amphiboles y sont quasiment absents ($\pm 1\%$). Les minéraux argileux montrent globalement une association « illite-smectite-kaolinite ». Toutefois, alors que la smectite augmente de l'unité 1 à l'unité 3, la kaolinite par contre diminue, ce qui suggère une dégradation climatique. De même, le changement de comportement fluvial qui est passé de celui d'une rivière à inondations régulières (unité 1) à celui d'une rivière à tresses (unité 2) pour céder la place aux dépôts de ruissellement aréolaire (*rill wash, sheet wash*), laisse supposer aussi une telle dégradation.



Photo 2. Plissement de la formation Muhira (rive droite de Kabulantwa)
(Photo Ilunga Lutumba 1980)

Formation Cibitoke

La formation Cibitoke (Fig. 4) est celle qui affleure presque partout dans la région entre la colline Cibitoke et la rivière Muhira. Dans la région de Cibitoke (entre 8e et 10e avenue), on observe deux terrasses fluviales caillouteuses dont la plus vieille repose sur des roches basaltiques pourries. La première terrasse montre un mètre de galets granuleux rouges à très gros blocs de silice jaune (>1m). La deuxième terrasse présente des interstratifications argileuses de forme lenticulaire dans un ensemble à galets granuleux indurés avec des oxydes de fer qui en font localement une cuirasse ferrugineuse conglomératique (poudingue) en voie de destruction. La coupe faite à la 10^e avenue près de la Ruzizi montre une vingtaine de mètres (hauteur visible) dont les dix derniers mètres sont cimentés par les oxydes de fer. Son talus au bord de la Ruzizi (rivière de ligne de faille) surplombe d'une dizaine de mètres les dépôts de la plaine congolaise faite de dépôts fins gris-verdâtre à cyclothèmes de séquences positives (formation Bwegera : voir plus loin) démontrant ainsi l'antériorité de la formation Cibitoke par rapport à la formation Bwegera. En effet, en face de cette coupe, à Ruvumere (confluence Luberizi-Ruzizi), deux mètres de la formation Bwegera reposent sur une vingtaine de mètres de galets granuleux de couleur rouge de la formation Cibitoke.

Dans la région de Murambi, sur la rive gauche de la Nyamagana au niveau du pont, un épais cailloutis granuleux jaune-rouge recouvre la formation Muhira laquelle repose sur les roches basaltiques. Au pont sur la Muhira, rive droite, la formation Muhira est ravinée de façon irrégulière par un cailloutis jaune-rouge de petits et gros galets. Ce cailloutis se caractérise, en plus, par de nombreuses surfaces d'érosion, des sables laminaires et feuilletés, des stratifications horizontales et entrecroisées en creux. Plus au sud, dans la région de Kabulantwa (4e avenue) une terrasse jaune-rouge de texture grossière (90% cailloutis et 10% sable) coiffée d'une stone-line d'artefacts in situ (industrie de type Sangoen : 100.000 - 40.000 ans BP selon BAKWA-LUFU, communication orale) surplombe le faciès gris-verdâtre plus fin (formation Bwegera) démontrant, encore ici, l'antériorité de la formation Cibitoke par rapport à la formation Bwegera.

De façon générale, le faciès caillouteux de Cibitoke présente plusieurs couches à base érosive parfois soulignée par des oxydes de fer. Des lentilles de cailloutis de chenaux emboîtés sont également observables, et dans ce cas, alternent avec des niveaux de sable moyen à grossier à stratification oblique. La très grande variation texturale allant des dépôts caillouteux aux mudstones suggère, pour la sédimentation, des courants qui, en un point donné, ont fortement fluctué à travers le temps. On serait passé de courants de traction unidirectionnels de vitesse élevée à des milieux de décantation de dépôts transitionnels (*channel fill deposits*) mis en place dans les bras des tresses abandonnés. L'absence de dépôts d'inondation, la texture grossière des dépôts, la présence de chenaux emboîtés ainsi que celle de surfaces d'érosion et des lentilles de mudstones suggèrent d'envisager un environnement fluvial d'une rivière à tresses (*braided river*) qui passe, sans transition, des régimes d'écoulement supérieur à ceux d'écoulement inférieur de faible intensité. La pauvreté en particules fines suggère d'importants remaniements et vannages pas des eaux d'énergie élevée (LEOPOLD & WOLMAN, 1957). La cimentation importante (10m), par des oxydes de fer, d'un cailloutis de petits et gros galets implique que postérieurement à ce dépôt, un climat plus humide s'est mis en place, au moins dans les hauteurs des escarpements, pour expliquer la libération d'une si grande quantité d'oxydes de fer. L'étude minéralogique n'a pas pu être faite à cause de la texture essentiellement grossière des dépôts (faciès non échantillonné).

Formation Bwegera

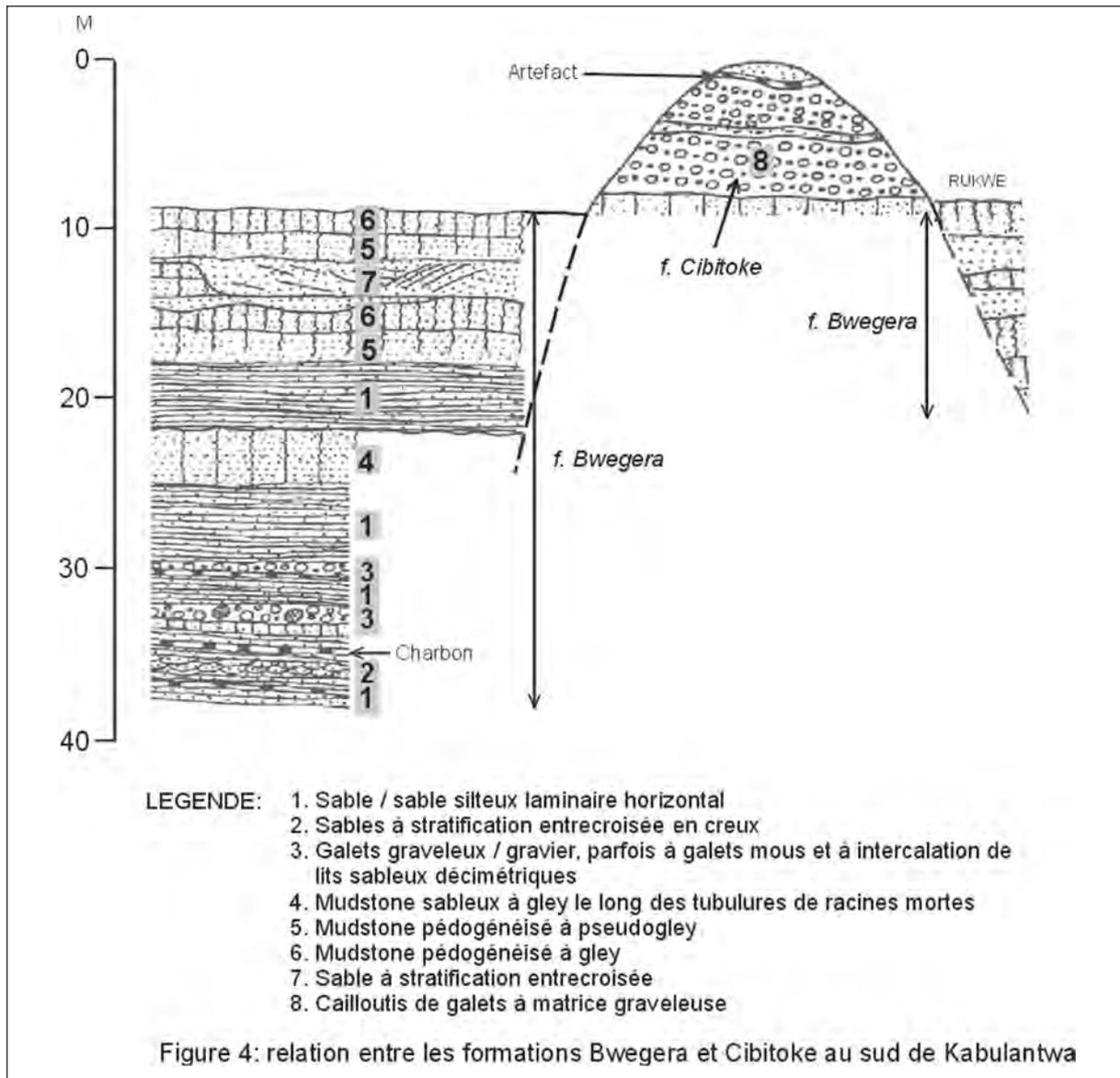
La formation Bwegera (Fig. 4, 5, 6 ; Photos 3a & 3b, 4a & 4b) est la plus étendue de toutes. Elle est observable depuis la plaine moyenne jusqu'à la plaine inférieure. Sa position stratigraphique, ainsi que nous l'avons vu plus haut, est confirmée dans deux coupes :

-la coupe de Ruvumere à la confluence de la Ruzizi avec la Luberizi (rive droite) où environ vingt mètres de la formation Cibitoke sont recouverts par deux mètres de la

formation Bwegera ;

-la coupe de Kabulantwa (4e avenue) où la formation Cibitoke forme une terrasse en mini-plateau de quelques dizaines de mètres de large entourée par la formation Bwegera située à une dizaine de mètres en contrebas.

Deux ensembles majeurs y sont observables : les ensembles laminaire et non laminaire à cyclothèmes de séquences positives.



L'ensemble laminaire à cyclothèmes de séquences positives

La forme laminaire expose environ 24m de dépôts à interstratification de couches plus épaisses (0,5-5,5m) de texture grossière (sable ou sable silteux à stratification horizontale parfois entrecroisée en creux, granules sableux et parfois des galets granuleux et des galets mous) avec des *mudstones* de faible épaisseur (0,1-0,3m) contenant parfois des lits de charbon et des *slickensides* (larges faces de friction obliques). Le tout forme un ensemble à cinq cyclothèmes à contacts érosifs discrets, exception faite des deux derniers à galets ou granules de base.

Ces niveaux plus grossiers et qui contiennent des galets mous (*mudballs*) représentent le phénomène de pavage (*lagging*) de fond de chenal qui implique le vannage des plus petites particules. L'existence des niveaux décimétriques intercalaires de sable à structure d'accrétion suggère que les galets ne sont pas le résultat d'un seul dépôt. Il faudrait envisager plusieurs possibilités de dépôt et d'érosion.

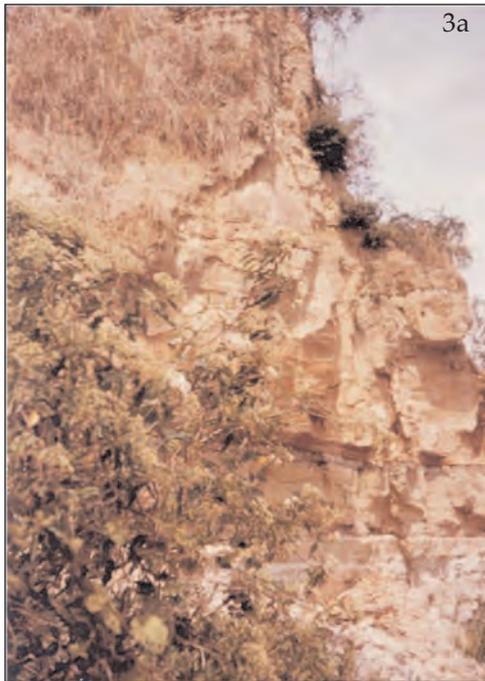


Photo 3a : Ensemble laminaire à cyclothèmes de séquences positives (*F. Bwegera*); (Photo Ilunga Lutumba 1980)

Photo 3b : Ensemble laminaire à la base coiffée par un ensemble non laminaire. (*F. Bwegera*); (Photo Ilunga Lutumba 1980)

La présence des galets mous suppose une érosion non lointaine sur les dépôts fins d'inondation sous-jacents et qui étaient relativement consolidés et donc exposés à l'air. L'environnement sédimentaire semble avoir été fluvial ou au moins de chenal de plaine deltaïque.

La présence de très beaux *slickensides* de fin de séquences implique un milieu riche en argile gonflante (smectite) et qui devait s'humidifier et s'assécher régulièrement. La présence des lits de charbon suggère un milieu hydromorphe réducteur, de type environnement de plaine d'inondation.

Une situation similaire est observable plus au sud à Bujumbura, à environ 200 m en amont du pont sur la Ntakangwa, près des escarpements. On y observe, à la base, un mètre de lamines silteuses très riches en débris végétaux leur conférant une couleur très noire. Ces structures sédimentaires sont dominées par les « *ripple-drift laminations* ou *climbing ripple laminations* » parfois à petites rides superposées et se terminant apparemment par des structures laminaires parallèles.

Au-dessus de ce niveau silteux (1m), se superpose de façon ravinante une séquence positive d'environ six mètres (épaisseur visible) faite d'un mètre d'orthoconglomérat (contenant au moins 15% de matrice) ferrugineux à la base, suivi d'un mètre de sable moyen laminaire gris-verdâtre contenant un tronc d'arbre (*Carapa*) transformé en charbon et enfin de quatre mètres visibles de mudstones à débris végétaux que dissèque l'ensemble supérieur. L'environnement sédimentaire d'un tel ensemble serait de type fluvial. En effet, les *climbing ripple laminations* sont connues comme se formant dans les endroits où le sable ou le silt s'accumule périodiquement mais rapidement comme c'est le cas des plaines d'inondation fluvial. Dans de tels milieux, les eaux chargées de sédiments provenant de puissantes inondations perdent subitement de leur vitesse et forment les *ripple laminations* notamment quand elles se rapprochent des endroits relativement calmes (Mc KEE, 1965)

L'ensemble non laminaire à cyclothèmes de séquences positives

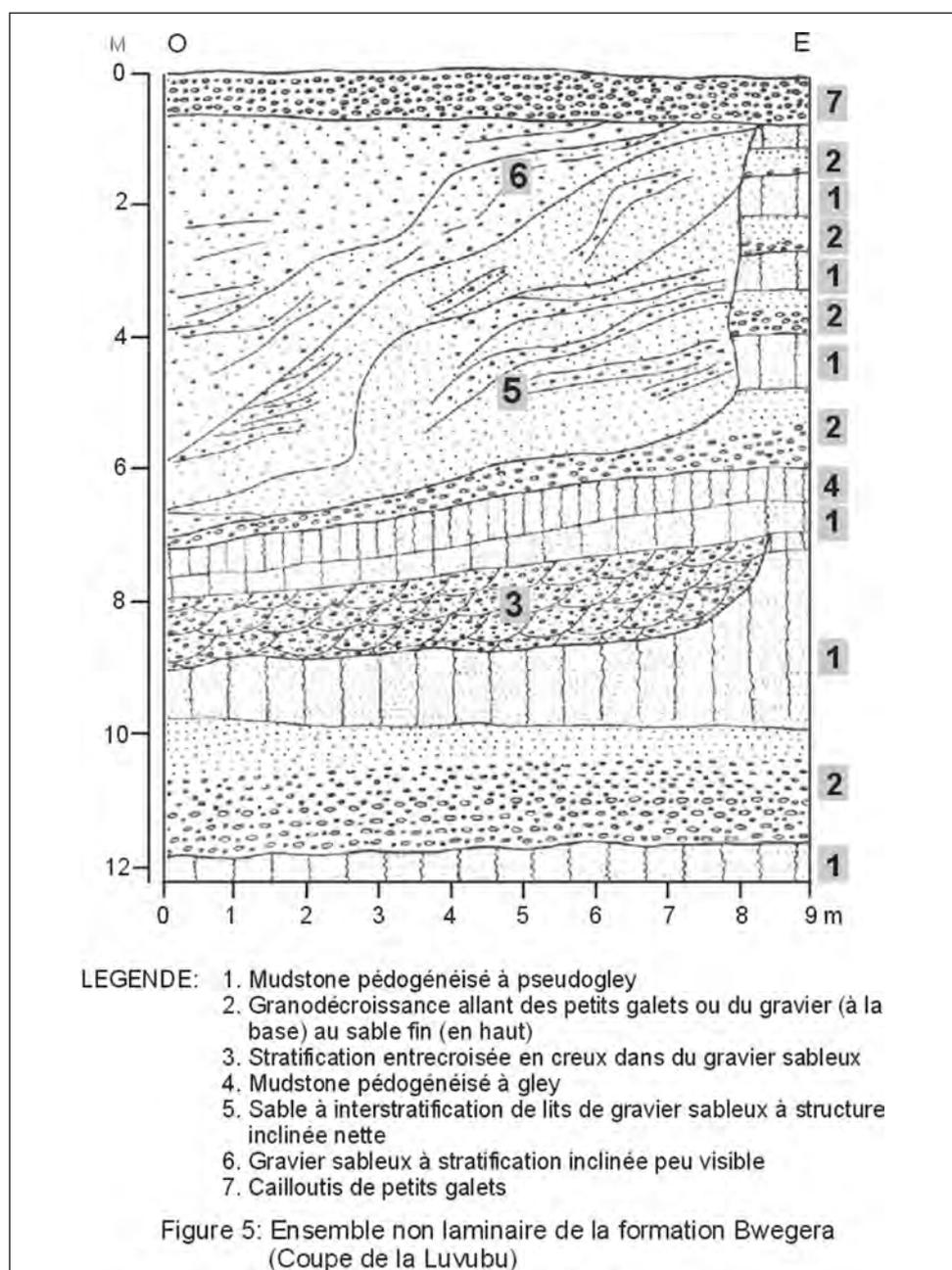
La forme non laminaire de Bwegera ressemble fort à celle de la sous-unité 2 de la formation Muhira à interstratification de sable à base érosive et de *mudstones* gris-verdâtre pédogénésés.

En effet, elle est constituée de cyclothèmes de séquences positives (d'environ trois mètres d'épaisseur) avec localement des chenaux bien individualisés pouvant dépasser cinq mètres de profondeur comme au pont sur la Luvubu (rive gauche). Chaque cyclothème présente une nette granodécroissance vers le haut. Ainsi, on peut observer, à leurs bases, des galets, des granules sableuses ou du sable grossier parfois à stratifications entrecroisées en creux suivi du sable de plus en plus fin vers le haut que recouvrent les *mudstones* d'inondation pédogénéisés (*coatings* argileux, concrétions carbonatées et tubulures ferrugineuses).

Certains chenaux présentent tantôt des couches obliques sableuses ou à alternance de granules sableuses et de sable à fort pendage supposant des « *foreset beds* (couches frontales) de *point bars* (couches de méandres) ».

Les dépôts d'inondation pédogénéisés présentent généralement une zonation avec à la base une couleur plus claire jaunâtre (pseudogley) et au sommet une couleur plus sombre noire de matière organique à gley suggérant un milieu hydromorphe.

La prédominance de tels dépôts d'inondation permet d'écarter un environnement de type rivière à tresses (*braided river*) au profit de celui d'une rivière à crues régulières dont l'écoulement permanent aurait permis des inondations et la sédimentation des fins.



La présence des stratifications entrecroisées en creux observées dans la coupe de Luvubu implique un régime d'écoulement lent d'intensité élevée connu notamment dans les dépôts de *point bar* (coude de méandre). La force du courant a donc dû diminuer pour permettre la granodécroissance vers le haut.

La forte répétition des surfaces d'érosion entre différents cyclothèmes implique, selon KING et FERGUSON (1960) que, de temps en temps, les dépôts ont été exposés à une érosion subaérienne. C'est ce que confirment les marques évidentes de pédogenèse.

L'existence toujours dans la coupe de Luvubu des dépôts transitionnels (ALLEN, 1965) sur les dépôts de chenal pourrait suggérer des bras morts de méandre dans un environnement de plaine alluviale.

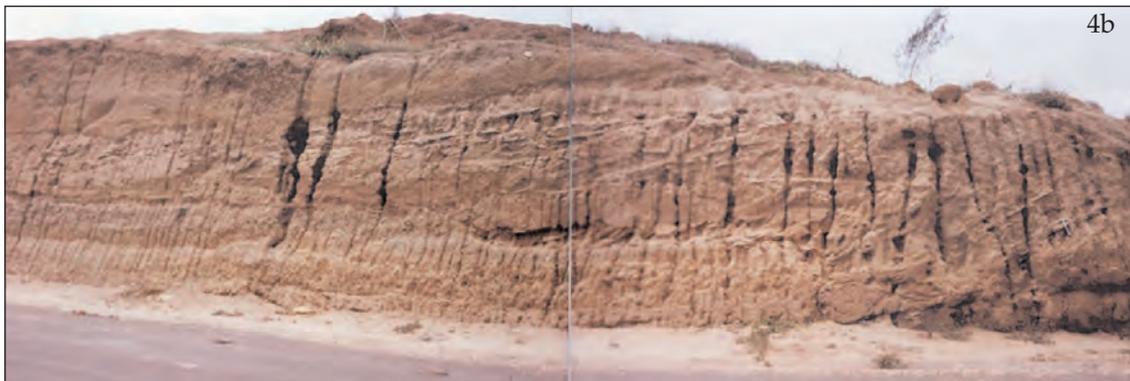
D'autres coupes similaires sont visibles notamment aux ponts sur la Kabulantwa et la Kagunuzi où plusieurs cyclothèmes de séquences positives sont visibles.

Les dépôts d'inondation prédominent et portent des marques de pédogenèse comme les revêtements argileux, les migrations d'oxydes de manganèse, les concrétions ferrugineuses et carbonatées. Quant aux dépôts de chenal, certains présentent des stratifications entrecroisées en creux ou des structures d'accrétion parfois soulignées par des oxydes de fer tandis que d'autres ne présentent pas des structures entrecroisées.



En ce qui concerne l'interprétation des environnements sédimentaires, les stratifications entrecroisées en creux font penser à des conditions d'écoulement de régime inférieur d'intensité élevée (*lower flow regime of high intensity*) représentant un écoulement unidirectionnel dans un chenal (VISCHER, 1972) et une migration de mégarides ou dunes.

La force du courant était donc assez puissante. La présence parfois de sable laminaire horizontal dans un chenal secondaire suggère que, par moment, la



Photos 4. Ensemble non laminaire de la Formation Bwegera (Kabulantwa 4a, et Kagunuzi 4b) (Photos Ilunga Lutumba 1980)

force du courant était devenue très élevée puisque les conditions d'un régime d'écoulement supérieur (*upper flow regime*) doivent être envisagées.

L'existence d'un chenal secondaire implique selon LEOPOLD *et al.* (1964) qu'il devait exister un déséquilibre entre les mécanismes d'érosion de la rive externe et ceux de la rive interne de méandre (*point bar*).

Quant au manque de structures entrecroisées dans certains dépôts des chenaux, on peut l'expliquer soit par la bioturbation, soit par la résistance de la forme du lit (*bedform resistance*) qui n'aurait pas provoqué la séparation du courant d'eau ou par la faible profondeur du chenal (CHURCH & GILBERT, 1975 et RUST, 1975 cités par HAYWARD, 1983)

Toutes ces conclusions couplées à la prédominance des dépôts d'inondation suggèrent d'envisager un environnement de chenal d'inondation pouvant être franchement fluvial ou de plaine deltaïque.

L'étude des minéraux denses de la formation Bwegera a montré une association minéralogique récurrente de type « amphiboles (hornblende verte surtout) - tourmaline ». Les amphiboles sont généralement majoritaires (40-50%). Ils sont suivis par la tourmaline (20-30%) et enfin par les paramétamorphiques (staurotide, sillimanite, fibrolite, disthène et andalousite) avec environ 10-20 %. De temps en temps, les paramétamorphiques, voire même la tourmaline, sont détrônés par l'épidote et/ ou le grenat.

En ce qui concerne l'étude des argiles minéralogiques, on observe généralement la prédominance de l'illite (40-70%) suivie de la kaolinite (30-40%). En troisième position viennent la smectite (15-30%) et les interstratifiés (10-14 Sm) et (10-14 C) dont les % restent généralement inférieurs à 10%.

Notons toutefois que dans la région de Gihungwe et de Luvubu, la proportion de la kaolinite baisse sensiblement à moins de 30% voire même à 20%. Quant aux autres argiles minéralogiques, elles restent en très faible quantité. Il s'agit notamment de la vermiculite, de la chlorite et des interstratifiés (10-14V), C-(14C-14V) et C-(14C-14V)-V

Formation Gihungwe

La formation Gihungwe (Photos 5, 6, 7 & 8) n'a été rencontrée que dans la plaine inférieure dans la région de Gihungwe. Les coupes-types peuvent être observées le long du ravin Nyamitanga à environ 100 m à l'est de la route Bujumbura-Rugombo et le long de la Ruzizi qui est ici une rivière de ligne de faille. En effet, dans cette partie de la plaine, la plaine burundaise est faillée et soulevée en altitude d'une trentaine de mètres au-dessus de la plaine congolaise, ce qui permet l'exposition d'une bonne partie de ses dépôts autrement inaccessibles.

Trois ensembles y sont observables :

- l'ensemble fin laminaire silto-argileux à diatomées
- l'ensemble fin non laminaire à bandes alternantes claires et sombres (zonation) sans diatomées ;
- l'ensemble à cyclothèmes de séquences positives

Ensemble fin laminaire à diatomées

Le faciès fin silto-argileux, laminaire à diatomées caractérise la base des coupes dans la région de Gihungwe le long de la Ruzizi. Sa coloration est variable. Dans certaines coupes elle est homogène, gris clair ou gris-blanchâtre tandis que dans d'autres elle montre une zonation gris-clair et gris-sombre.

Le cas des *shales* de couleur homogène gris-clair se rencontre à la base de la coupe du ravin Nyamitanga (100 m à l'est de la route). Ici, le faciès laminaire à diatomées gris-clair cède progressivement place à une dizaine de mètres de dépôts laminaires subhorizontaux gris - jaunâtre de séquence négative allant des silts argileux à la base, au sable au sommet. L'environnement sédimentaire semble être passé d'un milieu lacustre de décantation à un milieu deltaïque dont la granocroissance vers le haut suggère une augmentation progressive de l'énergie. La finesse des sédiments à la base et la subhorizontalité des structures impliquent une sédimentation essentiellement par suspension, typique d'un sous- environnement deltaïque de type pente deltaïque (*delta slope*).

La présence dans les *shales* d'empreintes décimétriques de tissus végétaux facilement destructibles (feuilles d'arbres) signalées par WALEFFE (notes de terrain) suggère un environnement de faible énergie proche du rivage.

Le cas de zonation se rencontre le long de la Ruzizi, légèrement au sud de la confluence Nyamitanga-Ruzizi. Là, on observe des *shales* silto-argileux à bandes (zonation) décimétriques alternantes de couleur gris-blanchâtre et gris foncé-mauve. Les bandes foncées



Photo 5. Formation Gihungwe (Nyamitanga)
(Photo Ilunga Lutumba 1980)

sont riches en débris végétaux qui ont épousé les plans de stratification. Par contre, les shales clairs ne montrent pas de débris végétaux mais sont riches en diatomées. Parmi ces dernières, l'espèce planctonique *Melosira ambigua* domine à 54% suivie loin derrière par *Fragilaria brevistriata* Grunow (11%), *Fragilaria leptatauron* (Ehr) Husted (10%) et *Fragilaria africana* Husted (7%). Les autres espèces sont faiblement représentées (+/- 2%). La *Melosira ambigua* étant une espèce euplanctonique, elle est donc indicatrice d'une phase franchement lacustre (GASSE, 1980) dans un environnement probable-

ment de faible profondeur ainsi qu'on peut le déduire des espèces accompagnatrices.

Le dernier cas est celui des shales de couleur homogène gris-blanchâtre visible à Bome, plus en aval du cas précédent. Leurs caractéristiques sont l'absence de diatomées euplanctoniques et la richesse en espèces accompagnatrices non planctoniques de faible profondeur. Ces shales sont très légers et contiennent des concrétions de pyrite de forme discoïdale mamelonnée suggérant une sédimentation par suspension dans des eaux à faible circulation. Une telle situation a dû conduire à une diminution d'oxygène entraînant des conditions réductrices (PICARD & HIGH, 1972).



Photo 6. Formation Gihungwe - laminaire gris - blanchâtre (Photo Ilunga Lutumba 1980).

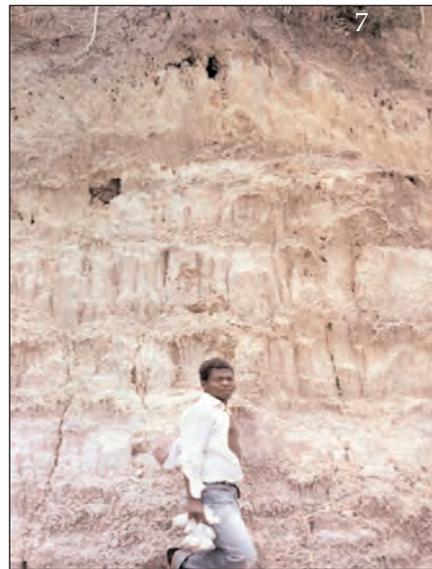


Photo 7. Formation Gihungwe - zonation.

Ensemble fin non laminaire à zonation sans diatomées

Cet ensemble fait directement suite aux shales gris-blanchâtre à concrétions de pyrite. Il s'agit ici d'un dépôt d'une dizaine de mètres à alternance de niveaux clairs et sombres d'environs deux à quatre décimètres d'épaisseur.

Les niveaux clairs sont faits de *mudstones* gris-clair présentant quelques taches d'oxydes de fer tandis que les niveaux sombres sont faits de *mudstones* gris-foncé riches en matière organique. Ils sont totalement gleyifiés et craquelés et contiennent des migrations d'oxydes de manganèse et de fer le long des galeries et des fissures évoquant une exposition

à l'air libre que confirment quelques interstratifications des couches de sable à base érosive faisant apparaître des cyclothèmes de séquences positives.

L'environnement sédimentaire semble avoir été celui d'une baie interdistributaire qui a assez bien fluctué ainsi que l'atteste la zonation des couches sombres et claires. Si nous tenons compte du faciès basal à *Melosira ambigua*, nous pouvons donc conclure, sur le plan paléogéographique, à une transformation de milieu sédimentaire qui est passée du lac peu profond à une baie interdistributaire qui a assez bien fluctué, faisant songer à une variation climatique plutôt que saisonnière (*varves*).

Ensemble à cyclothèmes de séquences positives

Cet ensemble à cyclothèmes de séquences positives coiffe toutes les autres unités de la formation Gihungwe. Il ressemble fort aux autres ensembles de séquences positives comme c'est notamment le cas dans la formation Bwegera.

Le long de la Nyamitanga où il est plus observable, il fait suite au faciès laminaire à granocroissance vers le haut (environnement deltaïque) suggérant ainsi un environnement de plaine deltaïque à chenaux d'inondation qui aurait, de la même façon, recouvert les dépôts à zonation des baies interdistributaires.

L'étude des minéraux denses (>53µm) n'a pas pu être faite dans ces dépôts pour raison de finesse. Toutefois, la minéralogie des argiles a montré, comme d'habitude, l'association de base constituée par l'illite, la kaolinite et la smectite.

L'illite est toujours prédominante avec un pourcentage d'au moins 35% mais qui peut atteindre les 60%. La kaolinite reste relativement basse et diminue vers le haut en passant de



Photo 8. formation Gihungwe -cyclothèmes de séquences positives (Photo Ilunga Lutumba 1980)

25 % à 15 % alors que la smectite augmente nettement en passant de 3 % à environ 25 %. Quant aux autres minéraux argileux, on observe un pourcentage relativement constant respectif d'environ 4 % et 2 % pour les interstratifiés (10-14 C) et la chlorite secondaire. La vermiculite apparaît presque partout, exception faite du niveau laminaire lacustre, mais de façon variable avec des pourcentages extrêmes de 2.2 % et 7.4 %. Par contre, l'interstratifié (10-14V) n'apparaît que dans un seul échantillon et avec un faible pourcentage de 1.2 %.

Formation Naombe

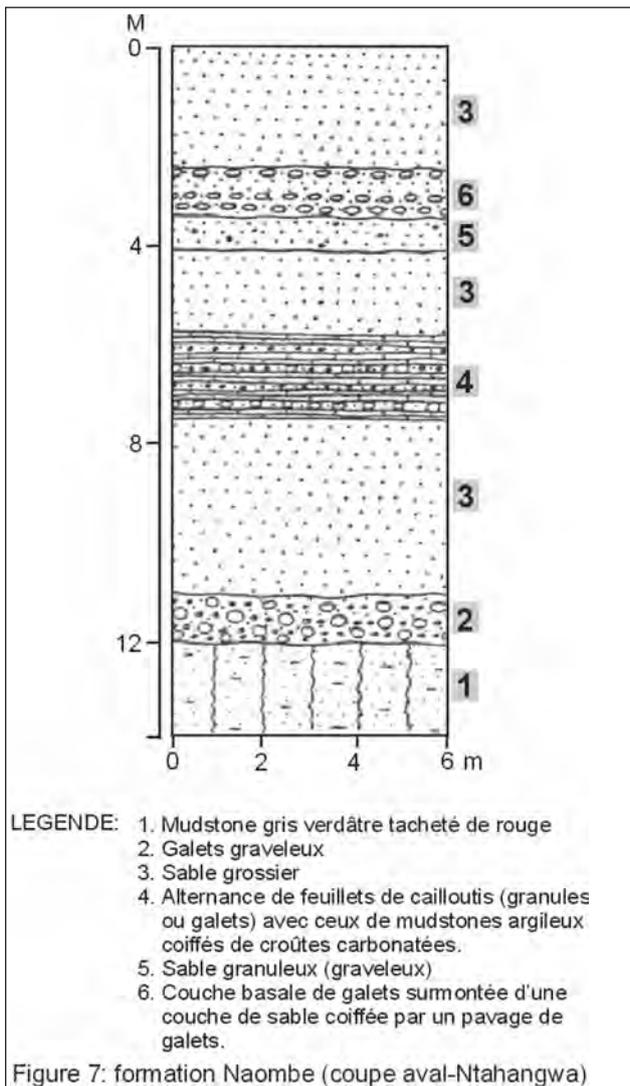
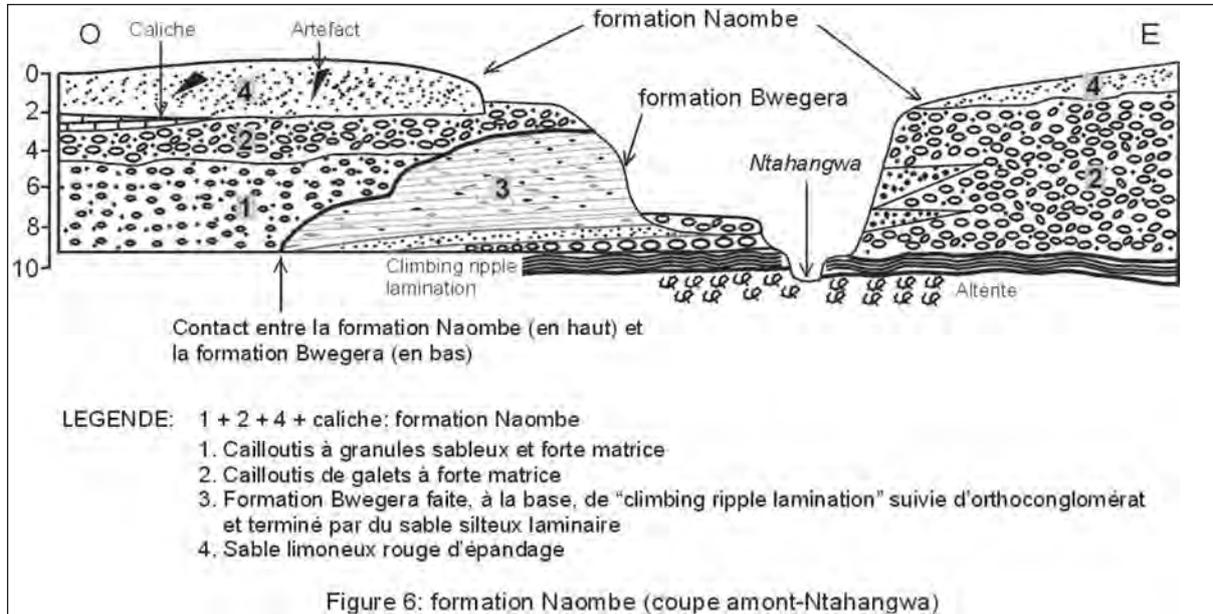
La formation Naombe (Fig.6 & 7) se retrouve disséminée en lambeaux sur toute la plaine, plus particulièrement aux piémonts des escarpements et aux débouchés des cours d'eau dans la plaine.

Trois faciès majeurs y sont observables :

-Le faciès caillouteux très mal classé jaune-rouge, voire carrément rouge, comme en amont du pont sur la Musozi (route Bujumbura-Mpanda). Ce faciès se transforme distalement en une variante de gravillons feuilletés à interstratification de lits de *mudstones* coiffés par des fins lits carbonatés (type *playa*, légère dépression boueuse asséchable par évaporation) comme c'est le cas entre les deux ponts sur la Ntahangwa proches de l'escarpement. Parfois on observe des couches de galets de taille égale à l'épaisseur des lits (*clast pavement of one clast thick, ± 5cm*). Certains éléments de ce cailloutis sont en fait de morceaux de cuirasse, ce qui

prouve l'antériorité de cette dernière par rapport à la formation de croûte carbonatée.

- le faciès de croûte carbonatée.
- le faciès de sable rouge limoneux d'épandage à artefacts de l'âge de la pierre récente (*Late Stone Age*), sans les marques de pédogenèse comme les *coatings* argileux et les migrations d'oxydes de manganèse, à part les concrétions carbonatées. A la sortie de la Mugere des escarpements (route Bujumbura-Rumonge), on peut observer une douzaine de mètres de



cailloutis à forte matrice gris-jaunâtre à rouge et à lentilles graveleuses. Cette formation est couverte par trois mètres de croûte carbonatée que coiffe une couche de sable limoneux rouge d'épandage caractérisant les glacis (ruissellement aréolaire).

En amont du pont sur la Ntahangwa (le pont le plus proche de l'escarpement) un cailloutis de couleur jaune-orange à forte matrice présente une partie basale graveleuse plus riche en matrice et une partie sommitale caillouteuse apparemment plus pauvre en matrice recouverte d'une couche de sable limoneux rouge d'épandage à nombreuses concrétions carbonatées et à artefacts de l'âge de la pierre récent (*Late Stone Age*).

Plus au nord, à une quarantaine de mètres en aval du pont proche de l'escarpement sur la Kadjeke, la formation Gihungwe est recouverte par une épaisse cuirasse ferrugineuse coiffée elle-même par 0,5m de concrétions carbonatées sur lesquelles repose la formation Kadjeke (voir plus loin).

A Gihungwe, non loin de la bifurcation avec la piste vers la Kadjeke, une couche de sable limoneux rouge

recouvre une épaisse croûte carbonatée (~ 1m) alors que le long de la route Bujumbura-Rugombo, une croûte de plus de deux mètres recouvre la formation Gihungwe.

Au pont sur la Muhira (rive gauche), un dépôt sommital post-tectonique fait de sable limoneux rouge d'épandage, recouvre la formation Muhira fortement tectonisée. A la différence des dépôts de sable limoneux rouge de la formation Muhira (unité 3), le faciès de sable limoneux rouge d'épandage de Naombe ne présente ni les couches argileuses ni les migrations de manganèse. Seuls les artefacts en quartz de l'âge de la pierre récente y sont observables.

Pour ce qui est de l'interprétation des environnements sédimentaires, les propositions ci-après sont faites pour les différents faciès :

1. Le faciès caillouteux très mal classé suggère les dépôts de *streamflood* (dépôt torrentueux). Selon ALLEN (1965) ce mécanisme implique de grandes quantités d'eau et de débris s'écoulant dans les chenaux des cônes alluviaux. Sa variante aval de gravillons feuilletés à interstratification de lits de *mudstones* coiffés de fins lits carbonatés observables entre les deux ponts de la Ntahangwa, représenterait les dépôts de *sheetflood*. Ce dernier mécanisme est défini par le même auteur comme se formant quand les *streamfloods* débordent les berges des chenaux ou en sont détournés de façon à s'étaler en nappe sur une bonne partie de la surface du cône alluvial.
2. La présence dans ces dépôts d'interstratifications de *mudstones* coiffés de fins lits carbonatés suggère une zone de contact entre deux environnements sédimentaires :
 - l'environnement de type « *bahada*, glacis de piémont » caractérisé en amont (faciès proximal) par les dépôts grossiers.
 - l'environnement de type « *playa*, dépression boueuse » (faciès distal) de texture plus fine à faciès évaporitique de croûtes carbonatées (BULL, 1972).
3. La présence de lignes de pierres (*clast pavement of one clast thick*) peut être interprétée ici comme le résultat d'un épandage d'eau (*sheetflood*) chargé de petits galets et de sable et dont la baisse de la force du courant, peu après, a provoqué le vannage des particules plus petites et la concentration de celles plus grosses comme l'ont noté RAMOS & SOPENA (1983).
4. Le climat était probablement plus sec (semi-aride à aride). En effet, selon BLISSENBACH (1954) que cite ALLEN (1965), les *streamfloods* et les *sheetfloods* prédominent dans la construction des cônes alluviaux des régions sèches alors que les cours d'eau à tresses construisent ceux des régions plus humides.
5. Le faciès à croûte carbonatée (2m) représente ici une nette marque de pédogenèse des climats secs, ce qui vient corroborer les conclusions tirées ci-dessus.
6. Enfin, le faciès sommital de sable limoneux rouge d'épandage à artefacts de l'Age de la pierre récent (*Late Stone Age*), par son grand étalement sur les glacis aux piémonts des escarpements, implique en plus du *sheetflood*, un environnement de ruissellement aréolaire (*rillwash* et *sheetwash*), connus notamment dans les régions des glacis.

Formation Rukoko

La formation Rukoko (Photo 9) couvre environ les quinze derniers kilomètres méridionaux de la basse plaine burundaise. On la rencontre aussi à Luberizi-Kitemesho et à Sange. Elle correspond aux cordons littoraux visibles à Rukoko, témoins d'anciennes extensions lacustres.

Il s'agit de sable moyen à grossier, gris - blanchâtre, lardé de minces lits de quelques millimètres d'épaisseur et de couleur brune représentant des migrations de matière organique (humus) et d'argile (podzolisation). Espacés d'environ un décimètre en moyenne, ces lits sont ondulants et généralement subparallèles bien que localement on observe des lits obliques leur

conférant une structure entrecroisée. Vers le haut de la coupe, à environ un mètre du sommet, on observe un niveau épais d'environ 0,5m de concrétions carbonatées.

Par sa texture grossière, le faciès Rukoko représente un milieu de dépôt de haute énergie. En effet, l'absence de la fraction fine, silto-argileuse et sa disposition en cordons littoraux suggère un vannage probablement dû à l'action des vagues.



Photo 9: formation sableuse de Rukoko (photo E. Roche, 1989)

La disposition en cordons sableux parallèles et allongés s'apparente à un environnement deltaïque de type VI (fleuve Sénégal) d'après la classification de COLEMAN & WRIGHT (1973), des vagues, un puissant déplacement latéral et une forte pente vers le large.

Son âge est probablement pléistocène supérieur ou début Holocène puisque disséqué par les dépôts du déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika daté de 9500 ans BP (HECKY, 1978) comme signalé plus haut. Toutefois, à proximité de l'aéroport de Bujumbura, certains dépôts de cette formation ne présentent pas le caractère faillé précité. Ces derniers dépôts correspondraient à une transgression du Lac Tanganyika qui daterait, elle, de la phase humide de 6000 ans BP, bien connue en Afrique centrale.



Photo 10. formation Kamanyola - faciès stratifié.
(Photo Ilunga Lutumba 1980)

Formation Kamanyola

La formation Kamanyola (Photo 10) recouvre notamment la plaine supérieure entre, au nord, la région de Bugarama riveraine de la Ruzizi et, au sud, les mini-horsts Surya (Burundi) et Itara (RD Congo).

Deux faciès majeurs y sont observables :

- le faciès basal nettement stratifié, visible dans une carrière non loin de l'actuelle bifurcation Burundi - RD Congo.
- le faciès massif à blocs métriques du déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika daté de 9500 ans BP. Il recouvre toute la région de Kamanyola

(~70 km²) et se prolonge, vers le sud, jusqu'aux cordons littoraux de la région de Rukoko, par une terrasse encaissée dans les formations Bwegera, Cibitoke et Gihungwe ; ce qui permet de dater les cordons littoraux septentrionaux d'au moins du Pléistocène supérieur.

Faciès basal stratifié

Le faciès basal stratifié expose une formation nettement stratifiée de couleur gris-noir. On observe une alternance de cailloutis de petits et de gros galets avec ça et là des blocs. Le sable, bien que présent, s'y trouve en faible proportion. Les lits plus grossiers paraissent plus lenticulaires et les contacts généralement nets. La stratification, subhorizontale à l'amont, présente vers l'aval un pendage doux d'environ 10° qui prend une forme asymptotique semblable à celle des *foresets* d'accrétion.

Les stratifications entrecroisées n'ont pas été observées et il n'existe pas de corrélation entre les plus grands diamètres des particules et les épaisseurs des couches ce qui implique que le sédiment charrié ne correspondait plus à la compétence du cours d'eau.

Comme l'on peut s'y attendre, par sa texture grossière (haute énergie) et ses nombreuses surfaces d'érosion, le faciès basal suggère un environnement de type fluviatile. L'absence totale des fins et la faible proportion de la fraction sableuse impliquent un vannage répété et donc un remaniement. L'imbrication des particules avec espaces remplis de granules indique un dépôt de fond de chenal (pavage). Le vannage des fins a contribué à la grossièreté des dépôts tout en réduisant leur épaisseur.

Dans l'ensemble, il s'agirait de dépôts d'une rivière à régimes irréguliers et brutaux, caractérisés par des périodes de débits brefs, épisodiques et élevés. Il s'agirait ici, d'une réplique du faciès « D » de la formation de « Old Red Sandstone of the Firth Clyde, Scotland » de BLUCK (1965) considéré comme étant formé par une rivière qui débouchait sur une basse plaine d'inondation (faciès proximal).

Faciès massif à blocs métriques

Le faciès massif à blocs métriques correspond au cône alluvial de Kamanyola, lequel est nettement décentré par rapport à l'axe de la Ruzizi à sa sortie des escarpements. Sa forme est plus allongée que large et sa topographie nettement accidentée. En effet, ses dépôts sont lardés d'anciens chenaux d'écoulement qui se distinguent par leur densité élevée et par leurs grandes largeurs dont la moyenne est d'environ 150m. La hauteur moyenne des chenaux est d'environ six mètres dans la partie plus proximale, mais elle va en diminuant vers l'aval où elle dépasse à peine un mètre, ce qui rend la topographie plus uniforme. La région plus proximale compte six anciens chenaux dont la morphologie suggère une migration est-ouest de la Ruzizi.

Au point de vue de la texture, les îlots des tresses (*braid-bars*) forment de véritables collines allongées à imbrication de blocs (1 à 2,2 m de diamètre) dans une matrice graveleuse et caillouteuse. Les chenaux, par contre, sont couverts de gravier sableux ou de sable graveleux.

L'environnement sédimentaire est donc alluvial de très forte énergie attesté par la présence des îlots de tresses faits de blocs et de galets. Toutefois, l'aggradation avec subdivision de chenal implique d'après LEOPOLD & WOLMAN (1957) que toute cette puissance ne lui a pas suffi pour déplacer toute la charge. Un tel dépôt peut être interprété soit comme un cône alluvial soit comme un dépôt fluviatile d'une rivière à tresses (*braided river*).

Bien que la localisation de ce dépôt au piémont de l'escarpement et son absence de confinement latéral militent en faveur d'un environnement de cône alluvial, toutefois les processus de mise en place sont totalement ceux d'une rivière à tresses. La faible proportion ou l'absence de la fraction fine et la prédominance de chenaux relativement profonds excluent les mécanismes de types *debris flow* et *streamflood*. L'absence nette de convexité sommitale du cône est à mettre en relation avec la migration des chenaux qui n'ont pas réussi à concentrer les sédiments dans la région médiane comme c'est le cas de la rivière Kosi de

l'Himalaya (GOLE & CHITALE, 1966) qui elle aussi, a migré de l'est vers l'ouest comme la Ruzizi. Une telle tendance à la migration est considérée par LEOPOLD & MADDOCK (1954) que citent GOLE & CHITALE (1966), comme un comportement naturel pour une rivière à tresses dont la vitesse de migration est proportionnelle à celle de l'alluvionnement. D'après Claude INGLIS que mentionnent les mêmes auteurs, la migration serait due soit à la pente naturelle de la région soit à l'excès de charge transportée par le cours d'eau alors que ces auteurs insistent sur la simultanéité de l'excès de charge et de la déficience en pente du cours d'eau. Ils soutiennent, en effet, que dans la construction d'un cône-delta, l'alluvionnement, l'élévation des niveaux des couches et la migration du chenal se font progressivement d'un côté vers l'autre et vice versa.

Formation Kadjeke

La formation Kadjeke (Fig. 8 & 9) est celle des dépôts de chenaux de ruissellement très larges. On la rencontre notamment en aval des cônes alluviaux relativement récents comme c'est le cas de la rivière Kadjeke en aval du cône de Buramata à la sortie de l'escarpement. Il s'agit, dans l'ensemble, d'une alternance de couches de sable brun-rougeâtre d'environ un mètre d'épaisseur et de couches de sable silto-argileux gris-noirâtre épaisses de quelques deux à trois décimètres en moyenne. Cette épaisseur reste relativement très constante sur toute l'étendue des couches. Localement on observe un grand chenal à dépôts de même nature bien que l'épaisseur des dépôts y soit nettement plus faible (1 à 2 dm). L'association répétée de ces deux types de couches constitue des cyclothèmes de séquences positives. Le début de chaque cyclothème est caractérisé par un contact érosif en forme de chenal (hauteur 0,4m, largeur 1,0m) à l'intérieur duquel on peut observer plusieurs structures telles que les structures d'accrétion, les stratifications horizontales, les « load cast » (rejets de charges), les « convolute laminations », les stratifications entrecroisées en creux, etc.

L'environnement sédimentaire est donc alluvial de chenaux de ruissellement. En effet la localisation générale de ces dépôts dans un très large chenal de ruissellement (<1 km) en aval du cône alluvial et l'existence de plusieurs petits chenaux isolés emboîtés dans un environnement de couches continues montrent que les eaux ont tantôt coulé en nappe selon des mécanismes de *sheetflood* et se sont tantôt concentrées dans des chenaux plus petits.

La nette stratification en couches de faible épaisseur à lithologie alternante implique plus d'une phase de dépôts et d'érosion. La constance d'épaisseur de chaque couche est très nette et suggère d'après BLUCK (1972) que le relief entre les îlots (*bars*) et les chenaux des rivières à tresses devait être très faible, si pas inexistant ; les eaux formaient pratiquement une nappe uniforme suggérant un mécanisme de *sheetflood* résultant du débordement des *stream-floods* (ALLEN, 1963).

La présence tout de même de quelques chenaux implique que, par moment, les eaux ont dû se concentrer. L'existence de plusieurs phases d'érosion et de dépôt au sein de ces chenaux atteste qu'ils n'ont pas fonctionné de façon continue. L'énergie du courant y a fortement fluctué ainsi qu'on peut le déduire de la variation texturale. On peut, en effet, passer du sable graveleux de haute énergie au sable moyen à fin à stratifications entrecroisées en creux puis au sable silto - argileux de décantation représentant fort probablement des dépôts de bras abandonnés (*channel fill*).

La présence de structures de type « load cast » au contact des niveaux plus sableux et plus argileux, de même que les « convolute laminations » sont là des structures sédimentaires qui témoignent du caractère hydroplastique des dépôts. Les structures de type érosion - sédimentation (scour & fill) bien que visibles, semblent avoir été de faible importance puisqu'elles n'ont pratiquement pas modifié la géométrie des couches dont l'épaisseur est restée constante. Bref, les dépôts de la formation Kadjeke semblent donc avoir été mis en place par un cours d'eau à régime caractérisé par des débits brutaux, épisodiques et élevés, typiques des torrents (rivières à tresses) connus comme opérant dans les cônes alluviaux des climats humides.

La couleur générale noire de ces dépôts et l'abondance des fins semblent confirmer



11a

Photos 11: coupes de la Kadjeke (Holocène)

11a: coupe d'ensemble: dépôts de "sheetflood" montrant une forte répétition des mêmes processus sédimentaires- un grand chenal y est visible.

11b: vue d'un chenal montrant l'alternance de dépôts d'écoulement (sable; sable graveleux) et de ceux d'abandon de chenal (silt sableux gris-noir); "inclined stratification", "convolute laminations" et "load cast" y sont visibles.

11c: vue rapprochée du chenal

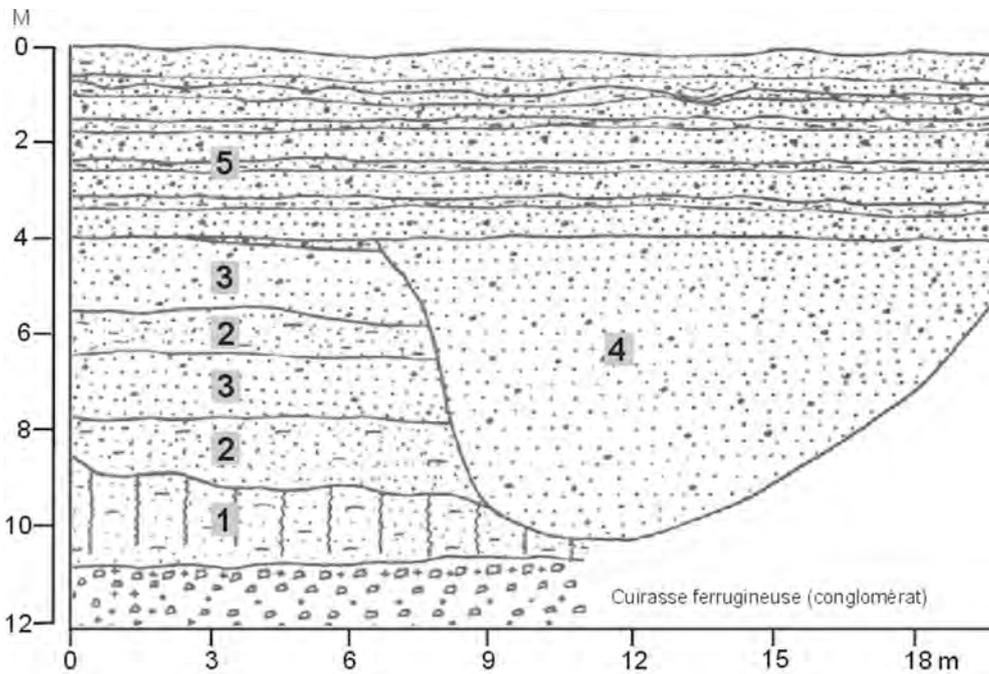


11b



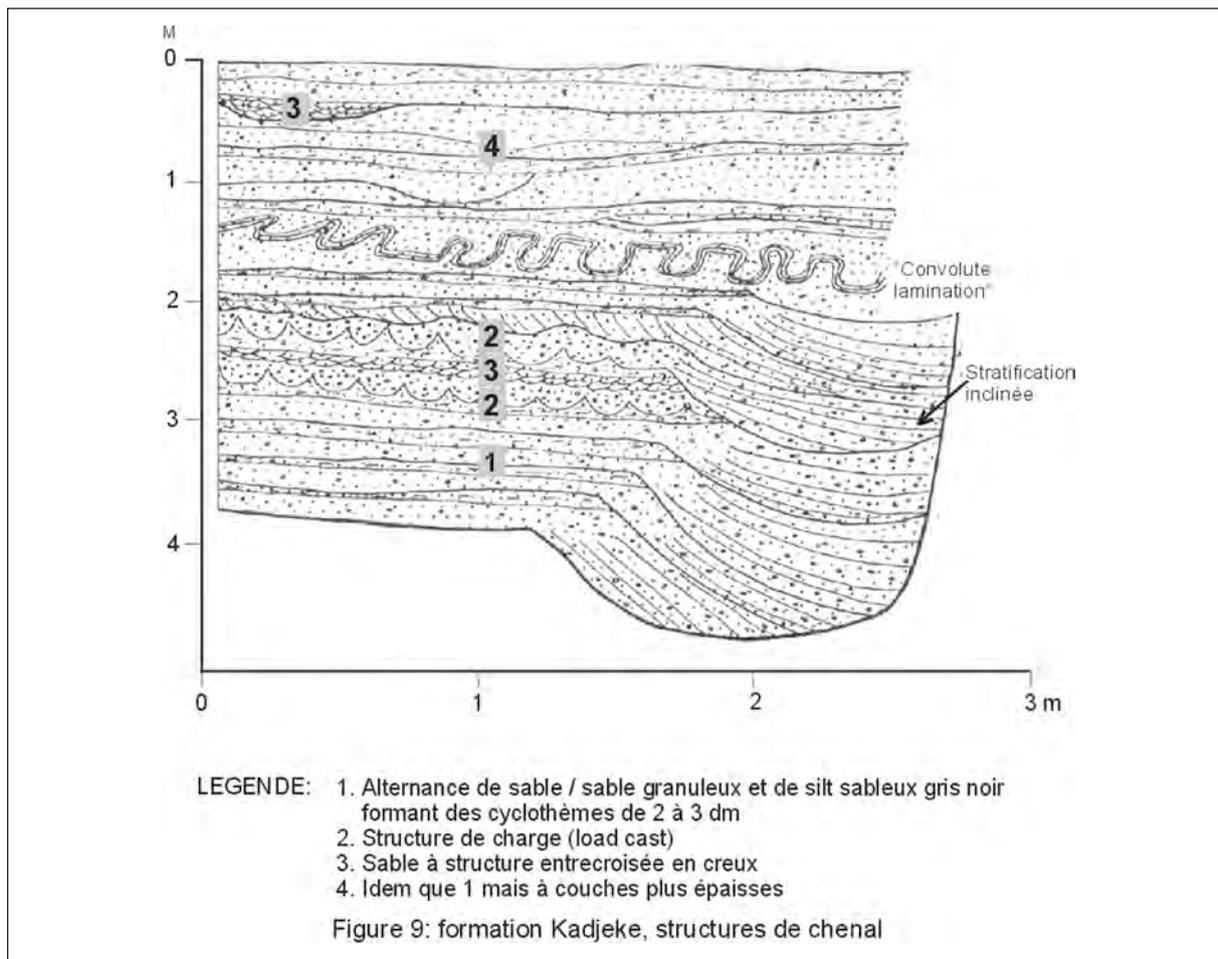
11c

(Photos: Ilunga Lutumba 1980)



- LEGENDE: 1. Mudstone argileux pédogénéisé
 2. Sable silto-argileux gris noirâtre
 3. Sable brun rougeâtre
 4. Chenal à structures complexes montrant une alternance de 2 et 3
 5. Alternance de 2 et 3 de plus faible épaisseur (cyclothèmes d'environ 0,8 m)

Figure 8: formation Kadjeke, coupe d'ensemble



l'existence d'un tel climat qui doit avoir existé après 9500 ans BP puisque ces dépôts sont postérieurs au déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika daté de 9500 ans BP. Il est possible qu'il s'agisse de la phase climatique humide connue comme ayant existé vers 7000-6000 ans BP (MBENZA & ROCHE, 1984 ; ROCHE & BIKWEMU, 1989).

GRANULOMETRIE - MINERAUX DENSES - MINERAUX ARGILEUX

Apports de la granulométrie

Méthodologie de G.S. Visher (1969)

A partir d'une étude granulométrique étendue des sables actuels et anciens, VISCHER (1969) a développé une méthode d'interprétation géologique. L'analyse est basée sur la distinction des populations et sous - populations au sein des distributions granulométriques sur papier log-probabilité. Chaque population ou sous-population est attribuée à un mode différent de transport et de sédimentation, ce qui donne une mesure de leur importance dans la genèse des niveaux sableux. On distingue ainsi trois modes de transport qui sont :

- la suspension ;
- la saltation;
- le roulement ou la traction.

VISCHER a constaté que le nombre, la proportion (pourcentages), l'étendue granulométrique, le mélange et le classement de ces populations variaient systématiquement en relation avec la provenance, les processus et la dynamique sédimentaires. Ainsi l'analyse de ces différents paramètres constituerait une base pour l'interprétation de différents environnements sédimentaires.

Résultats

L'application de cette méthode s'est apparemment révélée efficace pour nos sédiments. Elle a permis, en effet, non seulement de détecter l'existence des sédiments d'origine fluviatile mais aussi de suggérer un environnement deltaïque de type plaine deltaïque à dépôts de chenaux distributaires et de « *mouth bar deposits* (cordons, flèches d'embouchure des rivières) ».

L'analyse de différentes courbes granulométriques nous a permis de les regrouper en six types (Fig. 10)

- Le type I se caractérise par la présence de deux populations : une forte population de saltation à classement assez bon et dont le pourcentage est généralement compris entre 50 et 95% ; ce qui laisse à la population de suspension un pourcentage compris entre 50 et 5%. Sa correspondance avec les courbes des sédiments fluviatiles de la Ruzizi (échantillons témoins) ainsi qu'avec les courbes des sédiments du Mississippi (VISCHER, 1969) implique un environnement fluviatile. Le moins bon classement peut s'expliquer par la faible distance de transport et peut-être aussi par les pentes relativement fortes des escarpements. La rupture des fins (*wash load break*), entre la population de saltation et la population de suspension, est généralement inférieure à 250 μm .

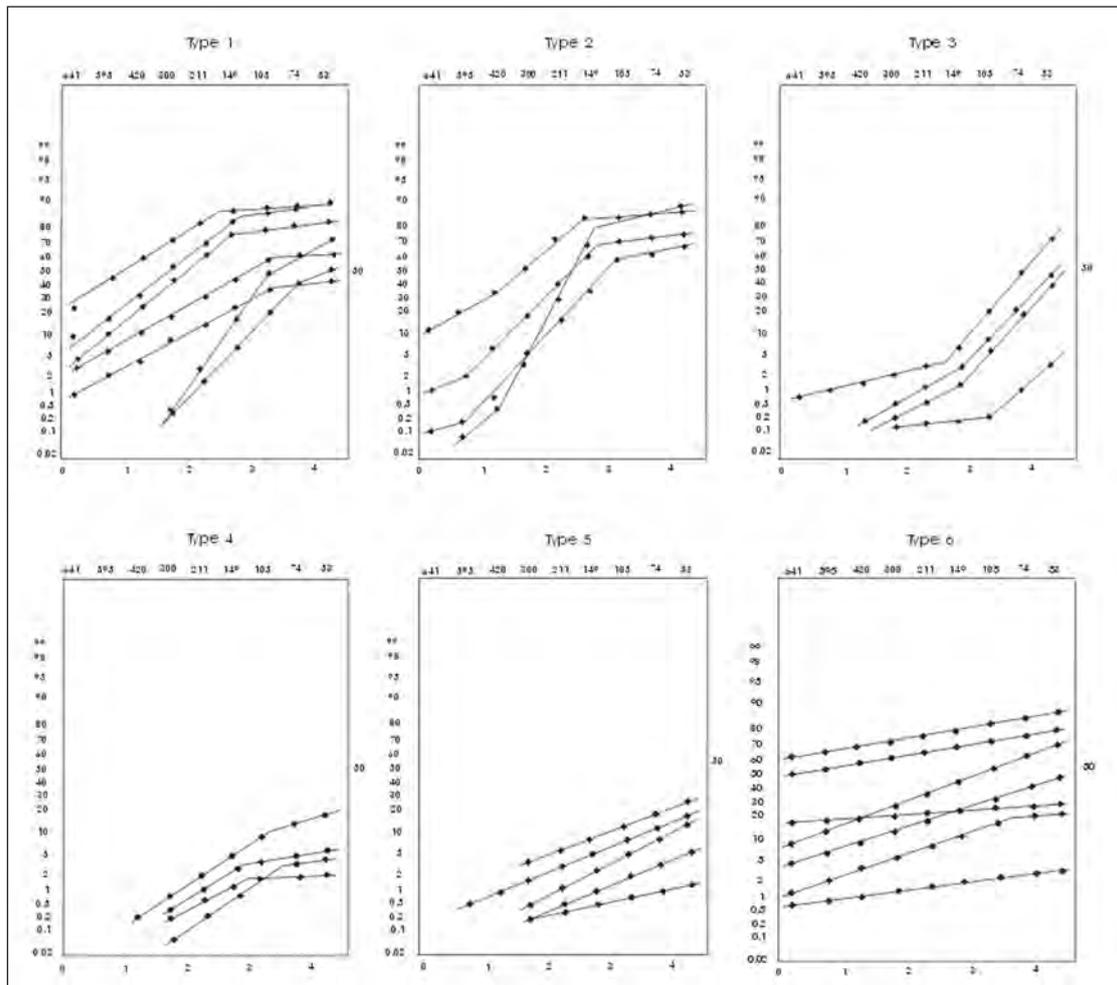


Figure 10: Diagrammes granulométrique des formations superficelles de la Ruzizi

- Le type II se caractérise par l'existence de 3 populations : une très faible population de traction (inférieure à 2% mais pouvant devenir plus importante) à mauvais classement; une forte population de saltation à classement assez bon et dont le pourcentage peut aller de 60 à 90% et une population de suspension comprise entre 10

et 40%. La rupture des éléments grossiers (2 *Phi break*) se situe pratiquement toujours au-dessus de 2 Phi et celle des éléments fins (*wash load break*) vers 2,5 Phi. D'après Visser il s'agirait d'un environnement deltaïque de type « *distributary channel* » (chenal distributif) ou « *mouth bar* » (embouchure de rivière) ou de levée naturelle; ce qui paraît conforme aux conclusions que nous avons tirées des analyses séquentielles.

- Le type III se caractérise par la présence de deux populations : une faible population de traction à mauvais classement et dont le pourcentage reste faible (<5%) et une plus forte population de saltation pouvant aller de 2 à 70% à classement assez bon. D'après VISCHER, de tels dépôts peuvent représenter également les dépôts deltaïques de types « *distributary mouth bar* », de levées naturelles et de crevasses.

- Le type IV présente également deux populations : une faible population de saltation à classement assez bon et à pourcentage généralement inférieur à 5% et une très forte population de suspension dont les pourcentages dépassent généralement les 90%. Ce type de courbe qui n'a pas de véritable équivalent chez VISCHER représente néanmoins un milieu de sédimentation calme qui pourrait être, d'après nos études, un environnement d'inondation ou celui deltaïque de type « *delta slope* ».

- Le type V se caractérise par l'existence d'une seule population de suspension qui se distingue par la faiblesse de la fraction sableuse, généralement inférieure à 20% et l'importance de la suspension gradée (fraction de diamètre >0,1mm), qui reste inférieure à 1,5 Phi. Comme dans le cas du "type IV", il s'agit d'un environnement calme de suspension qui, dans notre cas, pourrait bien suggérer soit un environnement lacustre ou deltaïque de type « *prodelta* », soit un environnement de plaine alluviale (dépôts d'inondation).

- Le type VI ressemble au « type V » par la présence d'une seule population de suspension mais s'en différencie par la proportion élevée de la fraction sableuse généralement supérieure à 20% et par la forte extension de la suspension gradée laquelle va au-delà de 1,0 mm. De tels dépôts impliquent un milieu de décantation accompagné d'une décélération brutale (*dumping*) du courant qui suggère, selon nous, un environnement d'inondation proche des chenaux. De tels mécanismes sédimentaires sont en effet proches de ceux de type turbidite (VISCHER, (1969) mais que nous écartons personnellement suite à la présence de la pédogenèse dans nos dépôts.

Apport des minéraux denses

Abstraction faite des dépôts quaternaires dont il est question ici, deux grands ensembles géologiques caractérisent la stratigraphie générale régionale :

- un ensemble cénozoïque tertiaire constitué par les basaltes néogènes du nord de la plaine ;
- un ensemble précambrien représenté par le Burundien et le Ruzizien plus métamorphique (LAVRAU, 1983).

Les basaltes néogènes du nord et leur contenu en minéraux denses

Le volcanisme de la plaine de la Ruzizi se cantonne dans la région septentrionale qui est celle des escarpements (Kamanyola, Bugarama, Lua) et de Rugombo-Cibitoke. Plus au sud, un lambeau est visible au pont sur la rivière Nyamagana à Murambi, notamment le long de l'ancienne route.

Il s'agit de roches grises, gris - verdâtre et vacuolaires, contenant des veines carbonatées et manquant probablement d'interstratification de lits argileux rouges si typiques du volcanisme des plateaux de Bukavu et du Rwanda. Par conséquent, il ne nous semble pas nettement acquis de faire correspondre ces deux volcanismes ainsi que l'a proposé N.

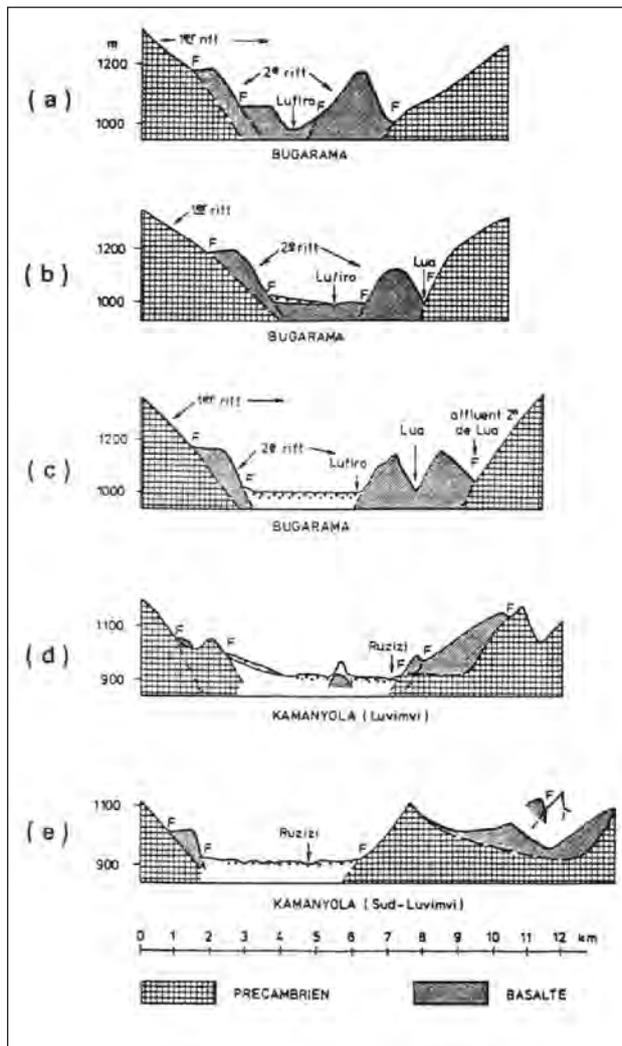


Figure 11. Coupes transversales de la plaine supérieure

qu'accompagnent quelques traces accidentelles (1%) de quartz détritique d'environ $30\mu\text{m}$.

A Kamanyola, au début de la montée de l'escarpement, nous avons observé un autre paléosol à moulages carbonatés de racines, lui aussi coiffé d'une croûte carbonatée rose bréchoïde. Ce tuf carbonaté est recouvert par une coulée basaltique plus feuilletée à la base et plus massive vers le haut. Ce volcanisme comme celui de la coupe de Lua est aussi lardé de veines carbonatées qui, ici, semblent céder la place à une sorte de saupoudrage blanc vers le haut.

Au Burundi, la situation est un peu différente car les coulées présentent des interstratifications d'origine fluviale. C'est le cas à la carrière de Rugombo sur la route de Mugina où une coulée basaltique assez pourrie (boules avec pelures de desquamation) repose sur une formation rouge à galets fluviaux épaisse de plus de cinq mètres. Ailleurs, à la colline de Cibitoke et au pont sur la Nyamagana, les roches basaltiques sont couvertes respectivement par les formations Cibitoke et Muhira.

Ainsi, comme on peut le constater, au moins deux coulées basaltiques se sont épanchées dans la plaine. L'étude pétrographique que nous avons faite semble aller dans le même sens. En effet, deux tendances pétrographiques ressortent assez bien. La première (Lua) se caractérise par plus de 50% de masse vitreuse dans laquelle baignent de fines microlithes plagioclasiques contenant de nombreux phénocristaux de clinopyroxène (augite) et d'olivine.

BOUTAKOFF (1939). En effet, d'après cet auteur que reprend A. MEYER (1953), il s'agirait du même volcanisme qui a coulé au-dessus de l'escarpement de Bugarama pour s'étendre dans la plaine jusqu'à Luvungi. Toutefois, l'étude des photos aériennes ne semble pas appuyer cette hypothèse car aucun écoulement n'a été observé par-dessus l'escarpement. Au contraire, il semble qu'il existerait une coulée issue de la région de Mwezi (Rwanda) et qui aurait suivi le fond d'un rift déjà existant à cette époque (ILUNGA et ALEXANDRE, 1982). Et comme la dépression de la plaine est certainement plus jeune que le basalte des plateaux qui la bordent, il faut au minimum accepter que la dernière coulée basaltique de la plaine soit relativement plus jeune ou, tout au plus, aussi vieille que le basalte des plateaux. Nous parlons du basalte superficiel car plusieurs coupes que nous avons observées montrent qu'il existe au moins deux coulées basaltiques (Fig. 11)

La coupe au Rwanda, un peu avant la rivière Lua (route Bugarama-Bujumbura) expose deux coulées basaltiques dont la plus vieille est couverte d'un paléosol à veines carbonatées coiffées d'une croûte lamellaire d'environ 0,5 m d'épaisseur et d'origine physico-chimique. Ce carbonate est en effet constitué de sparites pures

Ce dernier minéral est fortement altéré et presque totalement transformé en oxydes de fer rouges. Néanmoins, certains de ces cristaux gardent encore leurs noyaux plus ou moins intacts, ce qui facilite leur identification. Des veines d'oxydes de fer, de la calcite secondaire, de la zéolite ainsi que de petites paillettes de biotite idiomorphes y sont visibles.

La deuxième tendance (basalte de Cibitoke-Murambi) se différencie nettement de la première. La masse vitreuse y est moins importante et les microlithes plagioclasiques plus larges et mieux représentés. La présence supplémentaire de gros cristaux de plagioclase semble indiquer une cristallisation en deux temps, du moins pour ce minéral. Le pyroxène (clinopyroxène) intersertal qui peut même devenir poecilitique à certains endroits existe mais en quantité variable. Beaucoup de minéraux, dont le pyroxène, sont transformés en oxydes de fer rouge qui, dans certains cas, présentent une seule couleur d'ensemble rouge sombre entourée d'un liseré rouge vif. Un minéral fibreux (rosacé) à extinction ondulante, probablement de la zéolite, se rencontre dans certaines lames de même que la calcite secondaire sous forme de grandes plages. Quelques traces d'olivine à noyaux plus ou moins intacts y sont visibles.

A partir de ces analyses, il ressort les faits que voici :

1. les basaltes de l'Imbo-nord constituent bel et bien l'extension maximale vers le sud du champ volcanique du Sud-Kivu qui représente un volcanisme fissural de nature alcaline sodique ;

2. nos deux tendances basaltiques étudiées ici pourraient bien correspondre aux basaltes alcalins de type A-1 de TACK et DE PAEPE (1982) qui, en plus, distinguent les types A-2, A-4 ainsi que les basaltes tholéitiques du type T-2 dont les caractéristiques essentielles sont ci-après résumées :

-A-1 : basalte alcalin à clinopyroxène, olivine et carbonates (calcite) ;

-A-2 : basalte alcalin à texture trachytique et à grain variable, le nombre et la taille moyenne des phénocristaux d'olivine varient considérablement ;

-A-4 : basalte alcalin à olivine toujours iddingsitisée ; la texture de la mésostase est intergranulaire ou subophitique ;

-T-2 : basalte tholéitique (dépourvu d'olivine), apparemment riche en carbonate et contenant un nombre assez variable mais toujours restreint de phénocristaux d'olivine corrodée, ce qui témoigne d'un état de non équilibre au moment de la cristallisation du magma (les basaltes tholéitiques sont recouverts par les basaltes alcalins).

Enfin, les minéraux volcaniques susceptibles de se retrouver dans nos sédiments sont essentiellement l'olivine et l'augite.

Le Burundien et ses minéraux denses

Le Burundien et le Ruzizien représentent d'épaisses formations sédimentaires (8 à 10.000 m au total) pélitico-arénales à intercalations magmatiques acides (granites calco-alcalins, pegmatites) et basiques (dolérites, microgabbros et gabbros). Le premier se subdivise en trois séries : Série supérieure (Bs), Série moyenne (Bm) et Série inférieure (Bi). La Série inférieure se subdivise, elle aussi, en Sous-Séries Bia, Bib, Bic. Le Ruzizien, à son tour se subdivise en Ra et Rb (LAVRAU, 1983).

En ce qui concerne leur contenu en minéraux denses, l'analyse de la carte géologique du Burundi au 1/100.000 et les renseignements oraux recueillis auprès de plusieurs chercheurs ayant travaillé sur le Précambrien du Burundi nous ont conduit aux conclusions ci-après pour les Sous-Séries rencontrées dans la région :

-Ra et Rb représentent un ensemble qui se caractérise par les minéraux suivants : tourmaline, sillimanite, grenat, hornblende, zircon, disthène ;

-Bia et Bib constituent un autre ensemble à sous-ensembles de métapélites contenant la staurotide, et de metabasites qui fournissent plusieurs minéraux dont 90% de

hornblende verte accompagnée d'épidote, de sphène, de biotites brune et verte, de séricite, d'oxydes titanés ;

-Les granites (G) contiennent essentiellement la tourmaline, le zircon, le rutile, la biotite brune ainsi que la muscovite pour les granites contaminés par les métasédiments ;

-Les roches basiques dont surtout les amphibolites et les dolérites (D) qui peuvent également contenir la hornblende, le rutile, le zircon.

De la même façon, mais par une procédure inverse, nous avons établi la liste ci-après des possibilités de roches mères par espèce minéralogique:

-la hornblende : metabasites, amphibolites (Rb, Ra)

-la tourmaline : granites, gneiss, quartzites

-l'épidote : metabasites, niveaux carbonatés métamorphiques

-la sillimanite : gneiss, quartzites, migmatites, granites

-le grenat : gneiss, migmatites

-le rutile : granites, amphibolites

-le zircon : gneiss, amphibolites

-et les micas : granites, metabasites, métapélites.

Notons que les Sous-Séries reprises ci-dessus sont les seules rencontrées dans la région d'étude. En effet, la recherche de l'identification des potentielles roches-mères des minéraux denses nous a révélé que, quelle que soit la coupe étudiée, les cours d'eau traversent pratiquement les mêmes roches correspondant à la Série inférieure du Burundien (Bia, Bib) et au Ruzizien (Ra et Rb). De temps en temps ces cours d'eau traversent également quelques roches intrusives comme les granites (G), les gabbros (L), les dolérites (D).

Voici, du nord au sud, la liste des cours d'eau dont nous avons étudié les coupes ainsi que les roches-mères rencontrées :

-la Nyamagana : Ra, Rb, Bia,..... D, L, G ;

-la Muhira : Ra, Rb, Bia, Bib, D.....

-la Kabulantwa : Rb.....Bib,G ;

-la Rukwe :Rb,G ;

Résultats de l'étude des minéraux denses

La détermination de minéraux denses a abouti aux résultats repris ci-après (Fig.12)

Plusieurs associations minéralogiques majeures ont été détectées pour les diverses formations.

De l'analyse des associations minéralogiques (Fig. 12), il ressort clairement que leur éventuelle utilisation dans un but lithostratigraphique paraît très difficile si pas écartée. En effet, même les dépôts appartenant à la même formation possèdent différentes associations. Les minéraux denses semblent donc refléter chaque fois la composition minéralogique des roches-mères.

L'unique changement serait suggéré par les associations des formations les plus vieilles (Muhira et partiellement Cibitoke). Leurs associations minéralogiques semblent, en effet, caractérisées par l'absence des amphiboles, ce qui pourrait faire songer à une plus forte altération conforme à leur âge plus vieux. Toutefois, la présence de l'épidote considérée comme de sensibilité similaire à celle des amphiboles permet de douter d'une telle interprétation. On peut alors se demander s'il ne s'agit pas là de variations minéralogiques reflétant les effets hydrodynamiques lors de la sédimentation.

Les recherches que nous avons faites dans ce sens ne semblent pas soutenir une telle hypothèse. En effet, à quelques exceptions près, l'évolution minéralogique par fractions granulométriques reste globalement la même que celle de l'ensemble des fractions granulométriques étudiées (53 à 300 μ) et ceci quelle que soit la texture fine ou grossière de l'échantillon. Aucun minéral n'a semblé montrer une quelconque prédilection pour telle ou telle classe granulométrique et ce, quel que soit le mode.

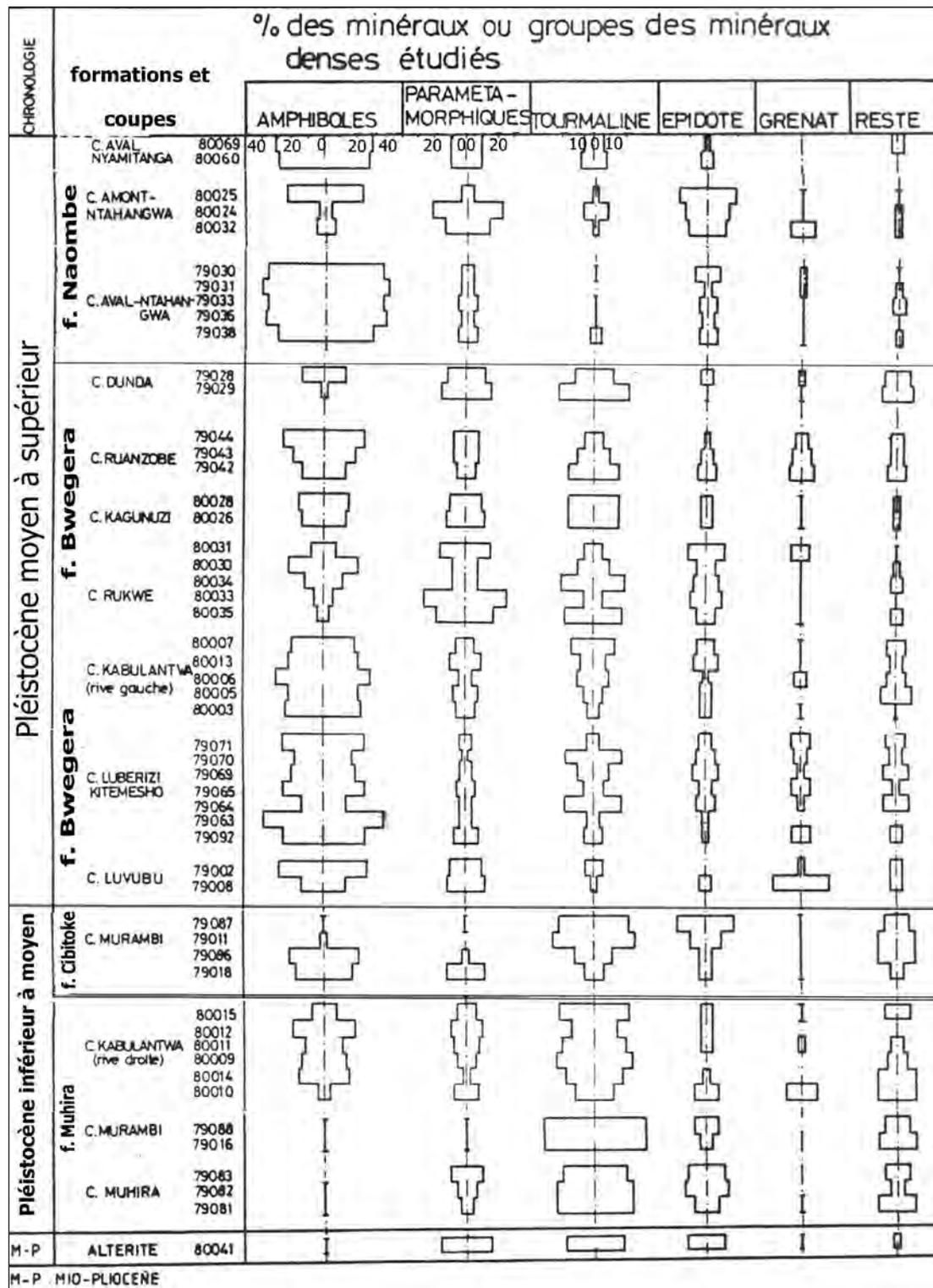


Figure 12. Distribution des minéraux denses dans diverses formations

Il nous semble par conséquent que les variations mineures qu'on observe seraient à mettre au compte des variations lithologiques au sein des mêmes formations et cela au fur et à mesure de l'évolution de l'érosion fluviale. C'est dans ce cadre que nous proposons les interprétations ci-après :

- la prédominance de la tourmaline pourrait s'expliquer par celle de Ra et Rb ;
- le faible pourcentage des amphiboles serait à relier à l'absence de metabasites dans les Bia et Bib et à celle des amphibolites dans les Rb et Ra ;
- l'augmentation unilatérale de la hornblende par rapport à l'épidote pourrait refléter l'apparition des niveaux amphibolitiques de Rb et Ra tandis que la situation inverse

- serait due à l'apparition des niveaux des calcaires dolomitiques de Rb ;
- l'augmentation de la staurotite serait à lier à l'absence de niveaux de métabasites dans les Bia et Bib, ce qui devrait correspondre à une nette diminution de la hornblende, à moins que ce dernier minéral ne provienne des amphibolites de Ra et Rb ;
- l'augmentation de la sillimanite, de même que l'apparition du grenat pourraient bien être parallélisées avec l'incision par les cours d'eau des niveaux de Ra.

Enfin, il est intéressant de noter l'absence encore inexplicée de minéraux typiquement volcaniques dans tous les échantillons étudiés et cela même dans les régions où les basaltes apparaissent à la base des coupes (ex. : coupe de Nyamagana à Murambi). L'une des explications possible serait d'évoquer l'absence de ces roches basaltiques sur les bassins versants et leur localisation exclusive au fond du bassin de réception (région d'accumulation). Cette hypothèse reste néanmoins aléatoire dans la mesure où, un peu plus au nord, dans la région de Cibitoke, il existe des roches basaltiques.

Notons que ce problème d'absence de minéraux volcaniques a été également évoqué par TACK et DE PAEPE (1982) qui pensent l'attribuer aux petits bassins endoréiques qui auraient pu exister entre des bras des chenaux à caractère torrentiel d'un réseau hydrographique de type anastomosant et divaguant dévalant les contreforts précambriens en préfigurant le réseau hydrographique actuel. Ce dernier, orienté au Burundi sensiblement suivant une direction générale NE-SO, ne traverserait pas le champ volcanique du Sud-Kivu, ce qui expliquerait que les terrasses alluviales soient, en conséquence, constituées uniquement de galets résistants de roches précambriennes.

Des précédentes analyses, il ressort que les différentes formations lithologiques ne se caractérisent pas par des cortèges minéralogiques spécifiques. A part la formation Muhira qui se distingue des autres par la présence de l'épidote et l'absence des amphiboles, toutes les autres formations présentent quasiment une même association minéralogique faite de tourmalines, d'amphiboles et de paramétamorphiques. Les minéraux denses observés dans diverses coupes semblent refléter chaque fois la composition minéralogique des roches-mères. Il en résulte donc que leur utilisation dans un but lithostratigraphique s'avère difficile. Les variations mineures observées entre les formations seraient à mettre au compte des variations lithologiques au sein des roches-mères au fur et à mesure de l'évolution de l'érosion fluviale. L'absence totale des minéraux volcaniques reste encore inexplicée

Apport des minéraux argileux

L'étude des minéraux argileux a montré, dans l'ordre décroissant, l'association des minéraux ci-après (Fig. 13) :

- l'illite avec un pourcentage moyen autour de 40 % et des valeurs extrêmes pouvant atteindre 70% dans la formation Kadjeke ;
- la kaolinite, avec un pourcentage moyen d'environ 30% ; elle peut atteindre 70% dans les altérites des piémonts des escarpements de Bujumbura (Ntakangwa)
- la smectite avec un pourcentage moyen d'environ 10% ; ses valeurs élevées sont observables dans les altérites de Bujumbura et dans la formation Muhire, la plus vieille ;
- l'Al 17 ainsi que les interstratifiés (10 -14 C) dont le pourcentage moyen est de l'ordre de 6%
- enfin viennent, avec un pourcentage moyen inférieur à 5%, la vermiculite, les interstratifiés C - (14C- 14V), C-(14C-14V)- V et la chlorite.

L'analyse quantitative de ces minéraux ne relève rien de particulier qui puisse suggérer leur utilisation éventuelle dans un but lithostratigraphique. Toutefois, quelques constatations peuvent être faites :

- la kaolinite se présente, tantôt sous forme dégradée tantôt sous forme non dégradée ;
- l'halloysite n'est visible que dans la formation Naombe des sables limoneux rouges

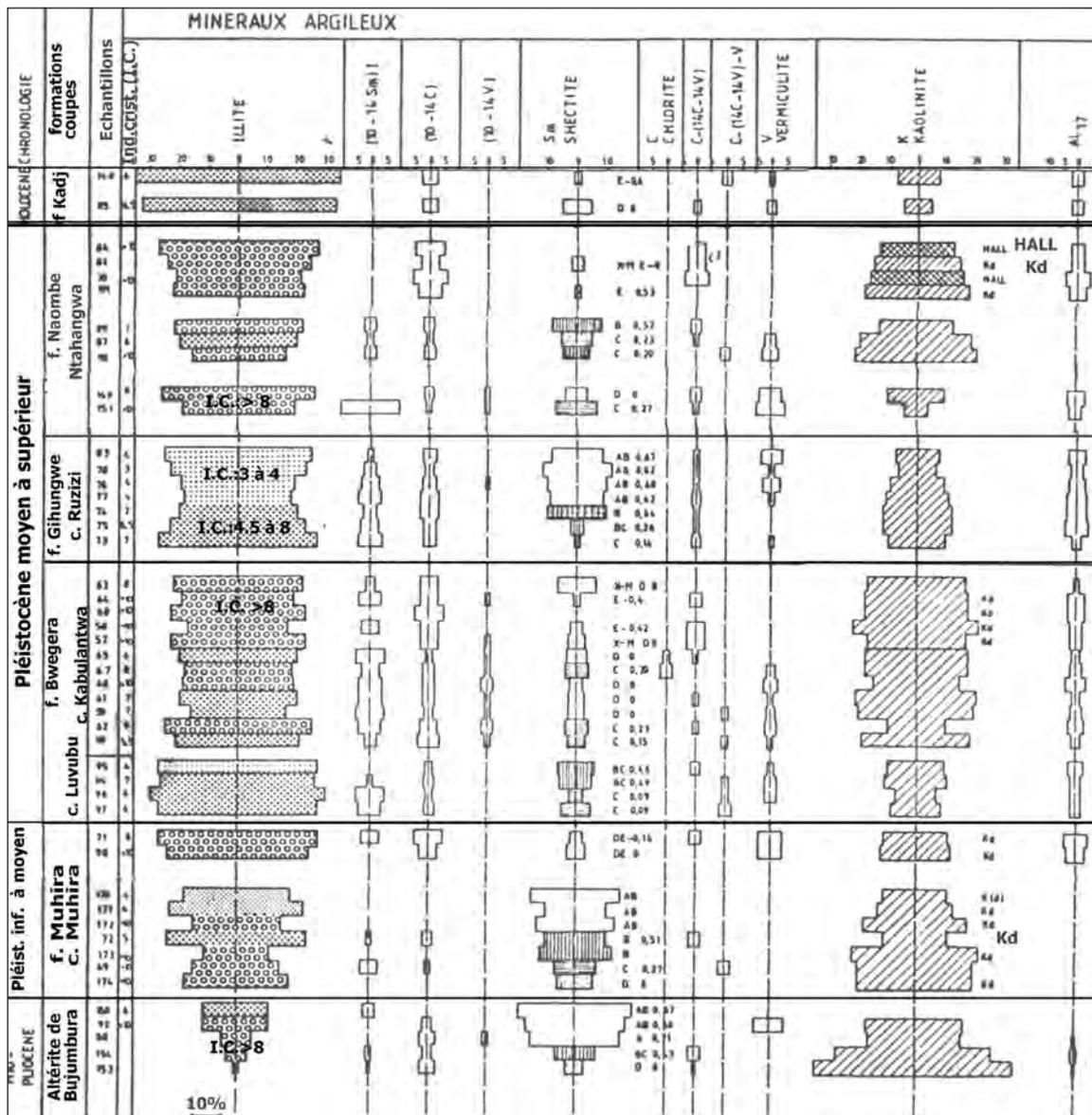


Figure 13. Distribution des minéraux argileux dans diverses formations

de rill wash, sheet wash et sheetflood, ce qui nécessite de différencier leurs climats de pédogenèse (climat plus humide) et de mise en place géomorphologique (climat plus sec)

-l'indice de cristallinité de l'illite est généralement élevé (>10) sauf dans les formations Gihungwe et Bwegera (coupe de Luvubu) où il devient inférieur à 7

-la smectite présente le rapport V/P généralement élevé dans toutes les formations à l'exception des formations Gihungwe et Bwegera (coupe de Luvubu) où une décroissance vers le haut est nettement visible.

CONCLUSIONS

Au terme de cette étude qui nous a conduit dans la recherche des environnements sédimentaires et dans l'étude de la minéralogie des formations superficielles de la plaine de la Ruzizi, nous sommes arrivés aux conclusions ci-après :

Les dépôts superficiels de la plaine de la Ruzizi sont subdivisés en huit formations sédimentaires qui sont Muhira, Cibitoke, Bwegera, Gihungwe, Naombe, Rukoko, Kamanyola et Kadjeke. Leurs environnements sédimentaires sont assez diversifiés.

La Formation Muhira montre de bas en haut une succession de trois environnements sédimentaires à savoir les environnements deltaïque, plaine deltaïque d'inondation, fluviale de rivière à tresses et colluvial de ruissellement aréolaire (*rill wash et sheet wash*), l'ensemble reflétant une dégradation climatique qui serait passée d'un climat plus humide à plus sec que l'actuel. Ses dépôts sont plissés et faillés et présentent un pendage autour de 45°.

La Formation Cibitoke forme deux terrasses faites d'un cailloutis de petits et gros galets dont les dix derniers mètres sont soudés par des oxydes de fer. Cette formation est faillée et soulevée en altitude par rapport à la plaine congolaise. L'environnement sédimentaire est celui d'une rivière à tresses suggérant un climat probablement plus sec que l'actuel. Toutefois, la cimentation par des oxydes de fer d'une dizaine de mètres de cailloutis induit par la suite, l'intervention, au moins dans les hauteurs des escarpements, d'un climat plus humide que l'actuel, avec développement de savane arborées, sinon densément boisées.

La Formation Bwegera est caractérisée par des cyclothèmes de séquences positives dans deux faciès laminaire et non laminaire. L'environnement sédimentaire serait celui d'un cours d'eau à inondations régulières. La coupe de Ruvumere montre une vingtaine de mètres de la formation Cibitoke recouverte par la formation Bwegera, ce qui permet de considérer cette dernière comme relativement plus jeune.

La Formation Gihungwe se caractérise par la présence d'un faciès fin silto-argileux laminaire à la base contenant parfois des diatomées euplanctoniques (*Melosira ambigua*) suivi selon les cas soit par un faciès à cyclothèmes de séquences positives précédé par une granodécroissance vers le haut, soit par le faciès de mudstones à zonation de couleurs claires et sombres. L'environnement sédimentaire aurait évolué en passant d'un milieu lacustre de faible profondeur à un milieu soit deltaïque et plaine deltaïque soit de baie interdistributaire qui a assez bien fluctué ainsi que l'atteste la zonation.

La Formation Naombe est représentée dans la plaine par trois faciès :

- le faciès de cailloutis de cône alluvial montrant distalement un dépôt feuilleté de gravillons interstratifiés avec des *mudstones* coiffés de carbonates suggérant un environnement de type *bahada-playa* (topographie de pente douce de remblaiement passant progressivement à l'aval à une dépression boueuse asséchable) de climat sec ;
- le faciès de croûte carbonatée pédologique représentant une pédogenèse typique des climats semi-arides à arides ;
- le faciès de sable limoneux rouge à artefacts d'âge de la pierre récente qui s'étale aux piémonts des escarpements dans la zone des glaciaires évoquant un environnement de ruissellement aréolaire (*rill wash et sheet wash*) et de *sheetflood* ; son âge serait Pléistocène supérieur.

La Formation Rukoko représente la mise en place de cordons littoraux du lac Tanganyika. La carte géomorphologique établie par ILUNGA et ALEXANDRE (1982) permet de distinguer deux extensions de Rukoko :

- un Rukoko faillé du déversement du Lac Kivu daté de 9500 B.P. (HECKY, 1978) situé dans la partie nord de la formation qui, suite à la tectonique, a vu les eaux du lac Tanganyika se retirer plus au sud de sa position actuelle comme en témoigne un beachrock, dépôt de plage induré, attestant un ancien rivage ;
- un Rukoko non faillé de transgression qui a occasionné l'immersion du beachrock et la progression du lac au nord de son rivage actuel ; cette transgression lacustre se situerait ca 7000-6000 ans B.P., au cours de l'optimum humide holocène.

La Formation Kamanyola présente deux faciès :

- le faciès basal stratifié de couleur gris-noir à alternance de cailloutis de petits et gros galets à lits lenticulaires et à faible proportion de sable. L'environnement sédimentaire

serait celui d'une rivière à régime irrégulier et brutal caractérisé par des périodes de débits brefs, épisodiques et élevés débouchant sur une plaine d'inondation ;
-le faciès massif à blocs métriques représentant les dépôts du déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika daté de 9500 ans B.P. (HECKY, 1978). Il s'agit d'un cône alluvial de climat humide caractérisé par la prédominance des processus d'un cours d'eau à tresses.

La Formation Kadjeke est faite d'une alternance de couches de sable brun-rougeâtre et de sable silto-argileux gris-noirâtre. Elle représente les dépôts de très larges chenaux de ruissellement de région distale d'un cône alluvial en climat humide où opèrent des torrents (rivières à tresses) à débits brutaux, épisodiques et élevés.

En ce qui concerne l'étude des minéraux denses, il ressort que les différentes formations ne se caractérisent pas par des cortèges minéralogiques spécifiques. Une même association faite de tourmalines, d'amphiboles, et de paramétamorphiques les caractérise. Les minéraux observés dans diverses coupes semblent refléter chaque fois la composition minéralogique des roches-mères. Il en résulte donc que leur utilisation dans un but lithostratigraphique s'avère difficile. Les variations mineures observées entre les formations seraient à mettre au compte des variations lithologiques au sein des roches-mères au fur et à mesure de l'évolution de l'érosion fluviale.

Enfin, quant à l'étude des minéraux argileux, elle se caractérise par l'association de base faite de l'illite, de la kaolinite et de la smectite. Comme dans le cas des minéraux denses, l'analyse quantitative des minéraux argileux n'a rien révélé de particulier qui puisse suggérer leur utilisation éventuelle dans un but lithostratigraphique.

S'il s'est avéré difficile de proposer, pour l'ensemble de la plaine, une lithostratigraphie précise sur base des analyses minéralogiques (minéraux denses et argileux), il a été cependant possible d'établir une chronologie lithologique des huit formations sédimentaires reconnues, à savoir, dans l'ordre : Muhira, Cibitoke , Bwegera, Gihungwe, Naombe, Rukoko, Kamanyola et Kadjeke.

L'analyse sédimentologique a montré, globalement, la prédominance des faciès de type "lacustre marginal" notamment fluviales, ce qui explique la quasi-absence généralisée des fossiles. En effet, seule la formation Gihungwe se distingue des autres par l'apparition des diatomées vers le bas à une vingtaine de mètres de son sommet. *Melosira ambigua*, une espèce euplanctonique, y domine à 54% et permet d'envisager un environnement franchement lacustre, impliquant une transgression et probablement une phase climatique plus humide.

Sur base des comportements fluviaux et des marques morphoclimatiques, nous avons proposé la succession des événements et les interprétations paléoclimatiques ci-après pour les différentes formations :

- La formation **Muhira**, caractérisée par une tectonique de failles, suggère, par ses dépôts, une phase climatique plus humide à sa base et plus sèche au sommet .
- Une phase climatique plus sèche a permis la mise en place de la formation **Cibitoke** traduite par une rivière caillouteuse à tresses. Ce grossier cailloutis a été, par la suite, soudé par une forte quantité de sels de fer impliquant un retour vers des conditions climatiques plus humides.
- Une tectonique de blocs a ensuite soulevé la majeure partie de la moyenne plaine burundaise tout en affaissant sa partie méridionale ainsi que la moyenne plaine congolaise.

Il est possible que cette tectonique ait occasionné la séparation du bassin sédimentaire en deux sous-bassins : le sous-bassin septentrional couvert par la formation Bwegera, et le sous-bassin méridional couvert par la formation Gihungwe.

Le sondage (Ki 134) fait dans la région de Luberizi (travaux en cours) montre une intercalation d'une douzaine de mètres de travertins séparant une vingtaine de mètres d'argile sommitale et une quarantaine de mètres d'argile basale. Une fluctuation climatique « plus humide - plus sèche - plus humide » aurait donc caractérisé la formation **Bwegera**. Il en serait de même de la plaine inférieure couverte par la formation **Gihungwe** et dont les vingt mètres superficiels montrent une dégradation climatique allant d'une phase plus humide à *Melosira ambigua* à une phase plus sèche permettant la mise en place de la formation **Naombe**. Cette dernière formation présente trois faciès :

- le faciès basal (*bahada - playa*) correspondant à l'installation d'une phase climatique sèche ;
- le faciès médian de croûte carbonatée, de phase climatique franchement sèche, voire aride qui correspondrait à la phase maximale du Pléniglaciaire supérieur (LGM : Last Glacial Maximum);
- le faciès sommital (dépôts rouges sablo-limoneux d'épandage) soulignant un retour aux conditions climatiques moins drastiques du Tardiglaciaire.

Ensuite vient la formation **Rukoko** représentant les anciens cordons littoraux des rivages du lac. Elle est subdivisée en deux : la formation Rukoko septentrionale faillée, au nord de la rivière Mpanda et la formation Rukoko méridionale ne présentant pas de failles et située au sud de cette même rivière.

Dans la mesure où ces cordons représentent les retraits progressifs du lac Tanganyika, la formation Rukoko septentrionale faillée et encaissant la terrasse fluviatile des dépôts de déversement du lac Kivu dans le lac Tanganyika daterait d'avant 9500 ans B.P. et se situerait à la limite Pléistocène-Holocène. Elle pourrait représenter le retrait lacustre concomitant de la mise en place de la formation Naombe sous une phase climatique plus sèche que suggère l'existence d'une couche d'environ 0.5m de concrétions carbonatées située à environ un mètre du haut de la formation Rukoko (coupe de la carrière). Ce retrait a dû se faire jusqu'à une dizaine de mètres au sud du rivage actuel du lac Tanganyika ainsi que le témoigne la présence dans le lac d'un beachrock carbonaté (dépôt de plage induré à côté de l'hôtel situé au bord du lac, sur la route d'Uvira, à une dizaine de kilomètres du centre de Bujumbura). La formation Rukoko méridionale non faillée pourrait, elle, représenter une transgression lacustre témoignant d'une phase climatique plus humide, probablement celle de 7000-6000 ans B.P.

Cette dernière phase climatique est également confirmée par la mise en place de cônes alluviaux humides comme celui de la formation Kadjeke. Il s'agirait là de l'Optimum humide reconnu en Afrique centrale cette époque.

Quant à la formation de **Kamanyola** dont le faciès supérieur représente les dépôts de déversement du Kivu, elle caractériserait le climat redevenu plus humide au début de l'Holocène.

BIBLIOGRAPHIE

- ALLEN, J.R.L., 1963. Asymmetrical ripple marks and their origin of waterlaid cosets off cross- strata. *Geol. J.*, 3: 187 -236.
- ALLEN, J. R. L., 1965. Fining upward cycles in alluvial successions. *Geol.*, 4: 229 -246
- BLUCK, B.J., 1965. The sedimentary history of some Triassic conglomerates in the Vale of Glamorgan, South Wales. *Sedimentology*, 4: 225-245.
- BLUCK, B.J., 1971. Sedimentation in the meandering River Endrick. *Scott.J.Geol.*7: 93-138.
- BOUTAKOFF, N., 1939. Géologie des territoires situés à l'ouest et au nord-ouest du fossé tectonique du Kivu. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, Belgique*, t .9: 7-207.
- BULL, W. B., 1972. Recognition of alluvial- fan deposits in the stratigraphic record. In: RIGBY, K.J. (ed): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, Tulsa, 16 : 68-83.

- COLEMAN, J. M., and WRIGHT, L.D., 1973. Variability of modern river deltas. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, 23: 33-36.
- COLLINSON, J.D., 1980. Alluvial sediments. *In: READING, H.G., (ed.): Sedimentary environments and facies*, 15 -60. Elsevier, New York.
- FRIEDMAN, G. M. & SANDERS J.E., 1978. Principles of sedimentology. John Wiley & Sons, New York.
- GASSE, F., 1980. Les diatomées lacustres plio-pléistocènes du Gadeb (Ethiopie) *Rev. Algologique*, mém. hors-série, no 3, A.D.A.C.
- GOLE, C.V. & CHITALE, S.V., 1966. Inland delta building activity of Kosi River. *J. Hydraul. Proc. Ann. Soc. Civ. Engrs.*, 92: 111-126.
- HAYWARD, A. B., 1983. Coastal alluvial fans and associated marine facies in the Miocene of S. W. Turkey. *In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds): Modern and ancient fluvial systems. Int. Assoc. Sediment. Spec. Publ.*, 6: 323-326.
- HECKY, R.E., 1978. The Kivu-Tanganyika basin: The last 14,000 years. *Pol. Arch. Hydrobiol.*, 25: 366-381.
- ILUNGA, L. & ALEXANDRE, J., 1982. La géomorphologie de la Plaine de la Ruzizi : Analyse et cartographie. *Geo-Eco-Trop.*, 6-2: 105-123
- ILUNGA, L. 1991. Morphologie, volcanisme et sédimentation dans le rift du Sud-Kivu. *Bull. Soc. géographique de Liège*, 27 : 209-228.
- KING, P. B. & FERGUSON, H.W., 1960. Geology of Northeastern Tennessee. *USA Geol. Surv. Prof. Pap.* 311.
- LAVRAU, J., 1983. Le Groupe de la Ruzizi (Ruzizien du Zaïre, Rwanda et Burundi) à la lumière des connaissances actuelles. M.R.A.C., Tervuren, (Belg.). *Rapp. Ann. 1983-1984*: 111-119.
- LEOPOLD, L. B. & Wolman, M. G., 1957. River channel patterns : braided, meandering and straight. *USA Geol. Surv. Prof. Pap.*, 282-B.
- LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., & MILLER, J. P., 1964. Fluvial process in geomorphology. Freeman; San Francisco, London.
- McKEE, E.D., 1965. Experiments on ripple lamination. *In : MIDDLETON, G. V. (ed) : Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. Tulsa.*, 12: 66-83.
- MBENZA, M. & ROCHE, E., 1984. Note sur les apports de la palynologie et de l'étude des bois fossiles aux recherches géomorphologiques sur la vallée de la Lupembashi (Shaba, Zaïre). *Rev. Paléobiologie*, v.s., 149-154.
- MEYER, A., 1953. Notes volcanologiques : les basaltes du Kivu méridional. *Mém. Serv. Géol. Congo Belge*, 2: 25-58.
- MRAC-KMMA (Tervuren-Belgique); Dépt. Géologie, 1974. Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1:2.000.000 e
- PICARD, M.D. & HIGH, L. R., 1972. Criteria for recognizing lacustrine rocks. *In : RIGBY, J.K. (ed.) : Recognition of ancient sedimentary environments. Soc. Econ., Paleont., Mineral., Spec. Publ.* 16: 108-145.
- RAMOS, A. & SOPENA, 1983. Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *In: COLLINSON, J. D. & LEWIN, J. (eds) : Modern and ancient fluvial systems. Int. Assoc. Sediment., Spec. Publ.*, 6 : 355-368.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1975. Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag, Berlin.
- ROCHE, E. & BIKWEMU, G. 1989. Palaeoenvironmental change on the Zaïre-Nile ridge in Burundi ; the last 20.000 years : an interpretation of palynological data from the Kashiru core, Ijenda, Burundi. *In: Quaternary and environmental research on East African Mountains ; W.C. Mahaney Ed.*, pp: 231-242. A.A.BALKEMA / Rotterdam / Brookfield.
- SAH, S. C. D. , 1967 . Palynology of an upper neogene profile from Ruzizi valley (Burundi). *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.)*, *Sci Geol.*, 57.
- STOFFERS, P. & HECKY, R.E., 1978. Late Pleistocene - Holocene evolution of the Kivu-Tanganyika Basin. *In: MATTER, A. & TUCKER, M.E., (ed). Modern and Ancient Lake Sediments. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment*, 1978, 52 : 43-55.
- TACK, L. & De PAEPE, P., 1982. Le volcanisme du Sud-Kivu dans le Nord de la Plaine de la Ruzizi au Burundi et ses relations avec les formations géologiques avoisinantes. M.R.A.C., Tervuren (Belg.), *Rapp. Ann. 1981-1982* : 137-145.
- THOREZ, J., 1976. Practical identification of clay minerals. G. Lelotte, Belgium.
- TWENHOFEL, W.H., 1932. Treatise on sedimentation. Williams & Wilkins Co. Baltimore, 926 p.

- VISHER, G. S., 1969. Grain-size distribution and depositional processes. *J. Sediment. Petrol.*, 39: 1074-1106.
- VISHER, G. S., 1972. Physical characteristics of fluvial deposits. In: RIGBY, J. K. (ed.): Recognition of ancient sedimentary environments. *Soc. Econ. Paleont. Minéral., Spec. Publ.*, 16: 84-97.
- YZQUIERDO, J. L., 1960. Levé gravimétrique de la plaine de la Ruzizi. *Serv. Géol. Rwanda- Urundi*, Rapp. ann. 9: 31-36.