

## Etude paléoenvironnementale des roches carbonatées de la région Lufu-Toto située dans le degré carré de Ngungu (Province du Kongo Central, R.D. Congo)

### [ Paleoenvironmental study of carbonate rocks in the Lufu-Toto region located in the square degree of Ngungu (Kongo Central Province, R.D. Congo) ]

L. O. Tuema<sup>1</sup>, C. L. Mukeba<sup>1</sup>, C. M. E. Cibambula<sup>1</sup>, M. J. A. Makutu<sup>1</sup>, and H. M. Tshombe<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Université de Kinshasa, Faculté des Sciences, Dép. Géosciences, B.P 190, Kinshasa XI, RD Congo

<sup>2</sup>Centre de Recherche Géologique et Minière (CRGM), B.P 898 Kinshasa, Gombe, RD Congo

Copyright © 2021 ISSR Journals. This is an open access article distributed under the *Creative Commons Attribution License*, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

**ABSTRACT:** In the Western Congo Basin, The C4a Member of the Lufu-Toto region is characterized by the combination of mixed silico-clastic carbonate facies and purely carbonate facies divided into four zones of the facies. The first area of facies (ZF1) is characterized by the gray-green marls with lenticular bedding of maritime marshes, the purple marls with planar bedding of muddy flat and the dolomitic shales of salt pond. The second zone of facies (ZF2) is characterized by mixed flat sandstone marls. The combination of these two areas with the tidal channels (ZF4) translated by the purple marls with oblique bedding is typical of a macrotidal coast, adjacent to the restricted lagoon (ZF3) with laminar limestone, mudstone limestone and gray dolomite otherwise called « coastal-lagoon complex ».

**KEYWORDS:** West Congo Basin, Schisto-calcaire, C4a Member, mixed silico-clastic carbonate facies, purely carbonate facies, lagoon, macrotidal coast.

**RESUME:** Dans le bassin Ouest-Congolien, le Membre C4a de la région de Lufu-Toto est caractérisé par la combinaison des faciès mixtes silico-clastiques carbonatés et des faciès purement carbonatés répartis en quatre zones des faciès. La première zone des faciès (ZF1) est caractérisée par les marnes gris vert à litage lenticulaire de marais maritimes, les marnes mauves à litage planaire de flat boueux et les shales dolomitiques d'étang salant. La deuxième zone des faciès (ZF2) est caractérisée par les marnes gréseuses de flat mixte. La combinaison de ces deux zones avec les criques tidales (ZF4) traduites par les marnes mauves à litage oblique est typique d'une côte macrotidale, adjacente au lagon restreint (ZF3) à biolithite, calcaire mudstone et dolomie grise autrement appelé « complexe côtier-lagonaire ».

**MOTS-CLEFS:** Bassin ouest-congolien, Schisto-calcaire, Membre C4a, faciès mixtes silico-clastiques carbonatés, des faciès purement carbonatés, lagon, côte macrotidale.

## 1 INTRODUCTION

Située dans la plaine schisto-calcaire au sud-ouest du petit plateau de Mbanza-Ngungu, la région de Lufu-Toto est comprise entre 14°37' et 14°48' de longitude Est et 5°24' et 5°35' de latitude Sud (Fig.1). Elle renferme essentiellement des roches du Membre C4a (tableau 1), constituant un cortège de bas niveau marin caractérisé par un important apport silico-clastique dans le bassin ouest-congolien (Mfere et al., 2020). Ces roches du Membre C4a sont sus-jacentes aux calcaires du Membre C3b2 appartenant eux-mêmes aux dépôts de haut niveau marin. Elles sont, du point de vue paléoenvironnemental, similaires aux faciès de rampe carbonatée à barrière oolithique (Cahen, 1978; Alvarez, 1995; Cailteux et al. 2015). Ces variations eustatiques sujettes à des migrations spatio-temporelles des milieux (Boulin, 1977) nous poussent à la recherche des marqueurs environnementaux enregistrés lors du dépôt des roches du Membre C4a.

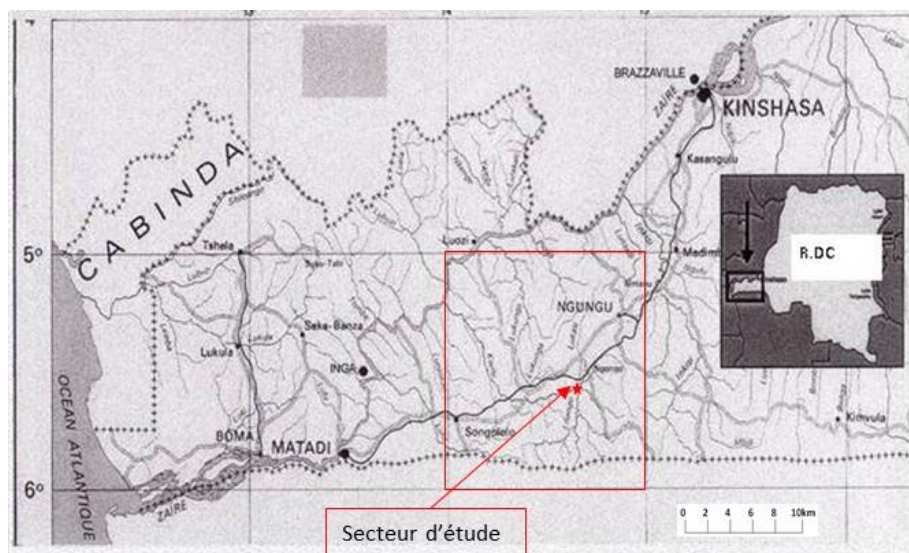


Fig. 1. Situation de la province du Kongo Central à l'Ouest de la R.D.Congo (IGCO)

Pour atteindre cet objectif, l'analyse séquentielle sur le terrain et les descriptions microscopiques ont permis de mettre en évidence les variations des faciès. Des structures ainsi mises en exergue, les paléomilieus sont restitués sur base du principe de l'uniformitarisme énoncé par Boulin (1977).

Tableau 1. Subdivisions lithostratigraphiques du Groupe Ouest-Congolien (Cahen, 1978; Tack et al., 2001; Cibambula, 2013)

Sous-groupes/Formations		Couches et Membres	
Fm de la Haute-Mpioka	Sous-groupe de la Mpioka	Quartzites, shales, grès	
Fm de la Basse-Mpioka		Siltites, grès, shales, quartzites	
Fm du conglomérat de Bangu-Niari		Brèches, grès, shales	
Formation de Ngandu CIV	Sous-groupe Schisto-calcaire	Calcaires, shales et grès	
Formation de Bangu CIII		C5b : calcaires, dolomies, oolites et pseudo-oolites de Kisantu	
Formation de Lukunga CII		C5a : calcaires dolomitiques	
		C4c : shales et calcaires dolomitiques	
		C4b : calcaires et dolomies	
Formation de Kwilu CI		C4a : shales et calcaires	
		C3 : Calcaires de la Luanza	C3b : calcaires et shales intercalés
	C3a : calcaires et shales calcareux		
	C2 : Calcaires de Bulu	C1 : Dolomies roses et grises	
Formation de la Diamictite Supérieure (Marinoen)	DSII : 2 <sup>ème</sup> épisode glaciaire suivi de la période post-glaciaire	DS4 : Grès conglomératique	
		DS3 : Paraconglomérat:	
	DSI : 1 <sup>er</sup> épisode glaciaire suivi de la période inter-glaciaire AB	DS2 : Grès conglomératique	
		DS1 : Paraconglomérat	
Sous-groupe du Haut-Shiloango (Cryogénien)	Calcaire de Sekelolo		
	Grès de la Petite-Bembezi		
Formation de la Diamictite Inférieure (Sturtien)	Paraconglomérat avec basaltes interstratifiés		
Sous-groupe de la Sansikwa	Quartzites, quartzites à talc et argilites.		

## 2 PRESENTATION DES DONNEES DE TERRAIN

Les roches décrites dans les environs de Lufu-Toto affleurent dans le lit et le long des berges des rivières Mbaflu, Mpala, Mantusu et Lufu (Fig. 2).

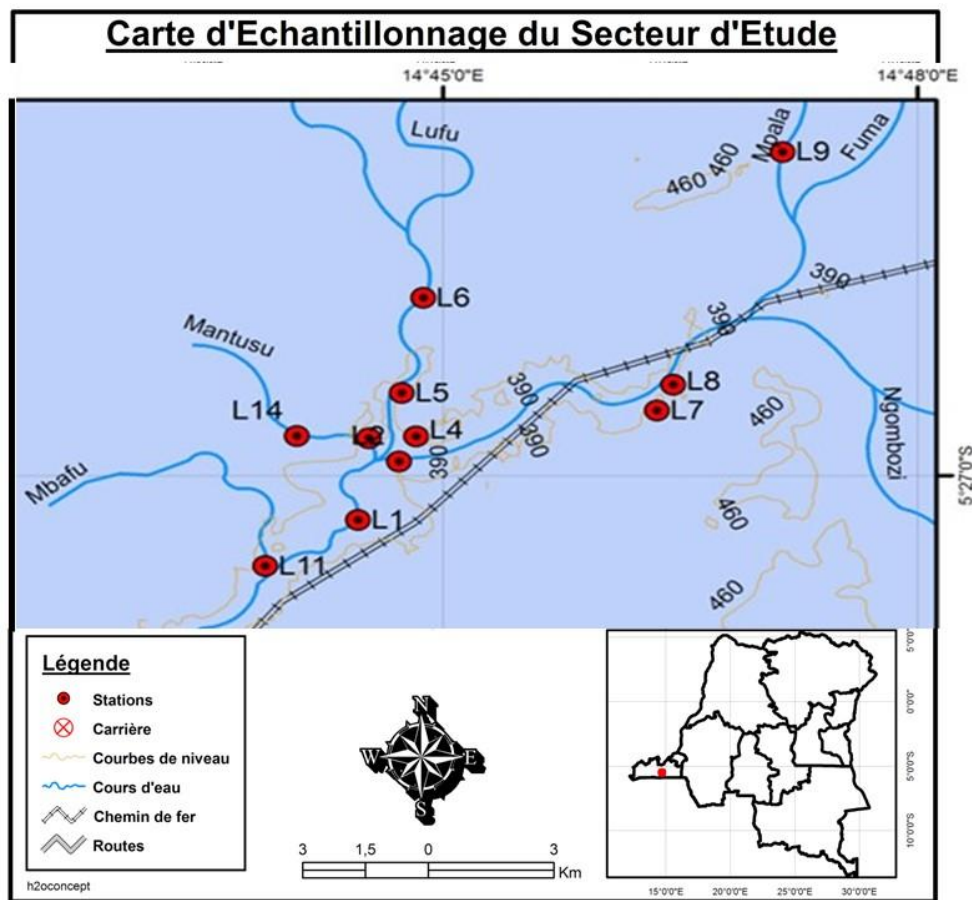


Fig. 2. Carte des stations d'observation et d'échantillonnage

Dans le lit de la rivière Mbaflu, à 10 m de la voie ferrée Kinshasa-Matadi et 12 Km de Lufu-Toto, se superposent des bancs finement lités de roche argilo-gréseuse à grains fins à moyens de couleur mauve (Echantillon L11); le litage planaire se traduit par l'alternance des lits mauve clair avec des lits marron; les surfaces des bancs renferment des cavités tapissées par des petits cristaux de calcite (Photo 1); l'épaisseur des lits varie entre 1 et 2 mm; celle des bancs varie entre 5 et 11 cm; l'épaisseur totale est d'au moins 1,1 m. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de marnes gréseuses.

Le long des berges de la rivière Kwilu, à 20 m de la voie ferrée Kinshasa-Matadi, se superposent des bancs lités de roche argilo-carbonatée à grains fins de couleur mauve (Echantillon L1); le litage planaire se traduit par l'alternance des lits de couleur mauve clair et marron; les surfaces de stratification sont recoupées par des fentes irrégulières remplies d'oxydes de fer (Photo 2); l'épaisseur des lits varie entre 1 à 2 mm; celle des bancs va 6 à 9 cm; l'épaisseur totale est d'environ 87 cm. La roche ne fait pas effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de shales dolomitiques.

Le long des berges de la rivière Mantusu, se superposent des bancs lités et caverneux de roche argilo-carbonatée à grains fins de couleur mauve (Echantillon L10) (Photo 3); le litage fruste et planaire se traduit par l'alternance des lits mauves avec des lits marron. Parallèlement aux plans de litage, s'alignent des cavités allongées et tapissées des cristaux de calcite; les limites des bancs sont nettes; l'épaisseur des bancs varie entre 4 et 10 cm; l'épaisseur totale est de 2 m. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de marnes mauves.

Le long des berges de la rivière Kwilu, à 100 km de la voie ferrée Kinshasa-Matadi, se superposent des bancs massifs de roche carbonatée à grains très fins de couleur gris clair intercalés par des petits bancs d'argillites à grains fins de couleur brune épais de 2 à 3 cm (Echantillons L2 et L3) (Photo 4); les surfaces de stratification sont légèrement onduleuses; l'épaisseur des bancs varie entre 5 et 7 cm; l'épaisseur totale est d'environ 1m. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de calcaire massif.

Le long des berges de la rivière Lufu, se superposent des petits bancs lités et poreux de roche argilo-gréseuse à grains moyens de couleur mauve (Echantillon L4) (Photo 5); le litage planaire se remarque par l'alternance des lits de couleur mauve épais de 1,5 mm avec des lits de couleur mauve noir épais de 0,5 mm; le diamètre des pores est d'au moins 1 mm; les surfaces de stratification sont planaires; l'épaisseur des bancs varie entre 3 et 5 cm; l'épaisseur totale est d'environ 50 cm. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de marnes gréseuses.

Le long des berges et à environ 2 m du pont de la rivière Lufu, se superposent des bancs finement lités et caverneux de roche argilo-gréseuse à grains fins à moyens de couleur mauve (Echantillon L5); le litage planaire se traduit par l'alternance des lits mauves avec des lits marron; les surfaces de stratification sont planaires et affectées par des cavités; ces dernières tapissées des petits cristaux allongés de calcite sont parfois parallèlement alignées au plan de litage (Photo 6); l'épaisseur des lits varie entre 1 et 2 mm; celle des bancs augmente de 4 à 7 cm; l'épaisseur totale est de 1,5 m. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de marnes gréseuses.



**Photo 1: cavités tapissées par des cristaux de calcite; Photo 2: fentes irrégulières remplies d'oxydes de fer sur la surface d'un shale dolomitique; Photo 3: succession des bancs de marnes mauves; Photo 4: échantillon de calcaire massif limité par des couches d'argillites; Photo 5: succession des bancs de marnes gréseuses; Photo 6: des cavités alignées parallèlement au litage de marnes gréseuses.**

Le long des berges situées en amont de la rivière Lufu, à environ 50 m de la route qui mène à la bifurcation de Kolo Fuma, se superposent des bancs lités de roche carbonatée à grains très fins de couleur grise (Echantillon L6); le litage planaire se traduit par l'alternance des lits gris blanc avec des lits gris clair (Photo 7); la présence des lentilles longues d'au moins 1 cm confère à la roche un litage lenticulaire; les limites des bancs sont nettes; l'épaisseur des lits est millimétrique; celle des bancs varie entre 9 et 12 cm; l'épaisseur totale est d'au moins 30 cm. La roche ne fait pas effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de dolomie grise.

Dans la source Kidi, à 10 m de la rivière Kwilu, se superposent des bancs lités de roche carbonatée à grains très fins de couleur grise, parsemés des cristaux de pyrite de couleur jaune (Echantillon L7); le litage fin et planaire se traduit par l'alternance des lamines gris clair

épais d'environ 1 mm avec des lits gris mauve épais d'au moins 2 mm; les surfaces de stratification renferment des rides dissymétriques (Photo 8); l'épaisseur des bancs varie entre 5 et 12 cm; l'épaisseur totale est d'au moins 40 cm. La roche acquiert par altération une touchée talqueuse et fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de calcaire finement lité.

Dans le lit de la rivière Kwilu, se superposent des bancs massifs de roche carbonatée à grains très fins de couleur gris clair (Echantillon L8) (Photo 9); les limites des bancs sont nettes et tapissées d'une fine couche argileuse de couleur gris vert; l'épaisseur des bancs varie entre 5 et 14 cm; l'épaisseur totale est de 24 cm. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de calcaire massif.

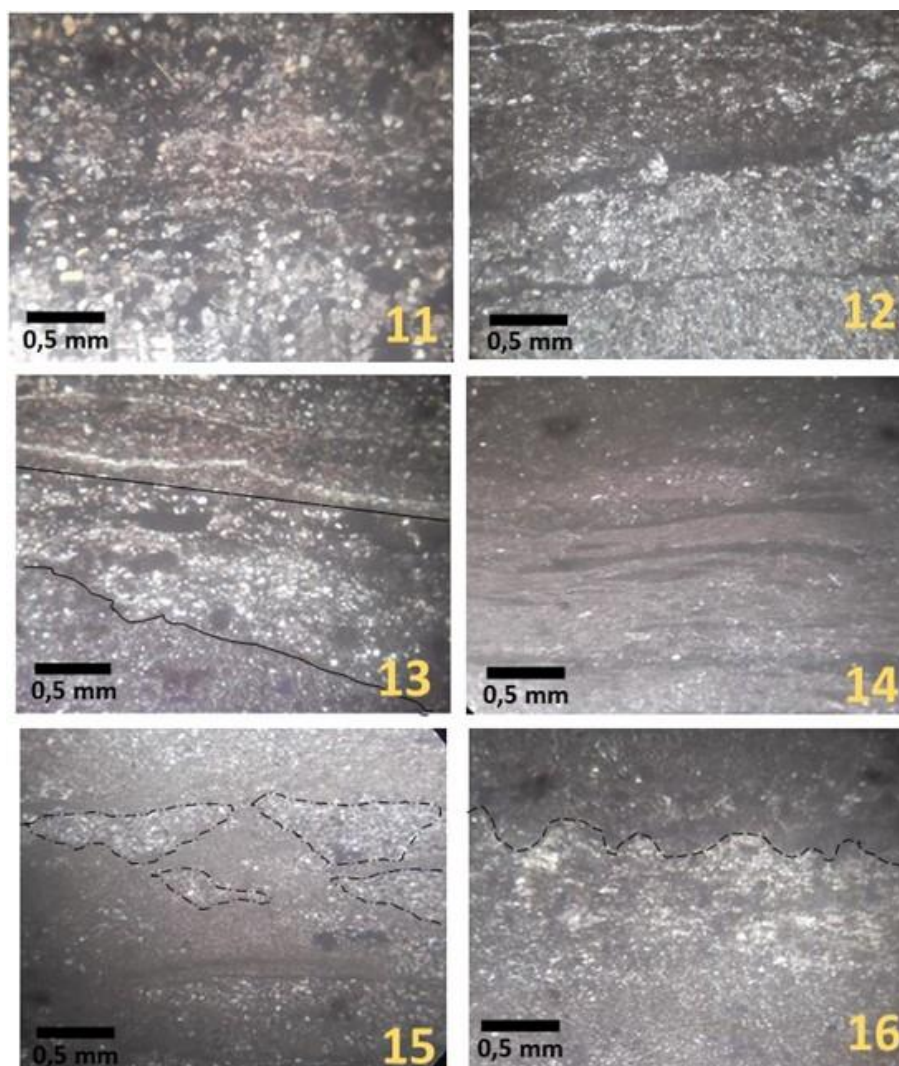
Dans le lit de la rivière Mpala, à 300 m de la voie ferrée Kinshasa-Matadi, se superposent des bancs lités de roche argilo-carbonatée à grains fins de couleur gris vert (Echantillon L9) (Photo 10); le litage fruste et lenticulaire se remarque par l'alignement des lentilles de couleur grise; les limites des bancs sont nettes; l'épaisseur des lits est d'environ 1mm; celle des bancs varie entre 5 et 8 cm; l'épaisseur totale est d'au moins 1m. La roche fait effervescence à froid à l'acide chlorhydrique dilué à 10 %. Il s'agit du lithofaciès de marne gris vert.



**Photo 7:** litage planaire sur un échantillon de dolomie grise; **Photo 8:** une ride sur la surface de calcaire finement lité; **Photo 9:** des bancs de calcaire massif; **Photo 10:** succession des bancs de marnes gris vert.

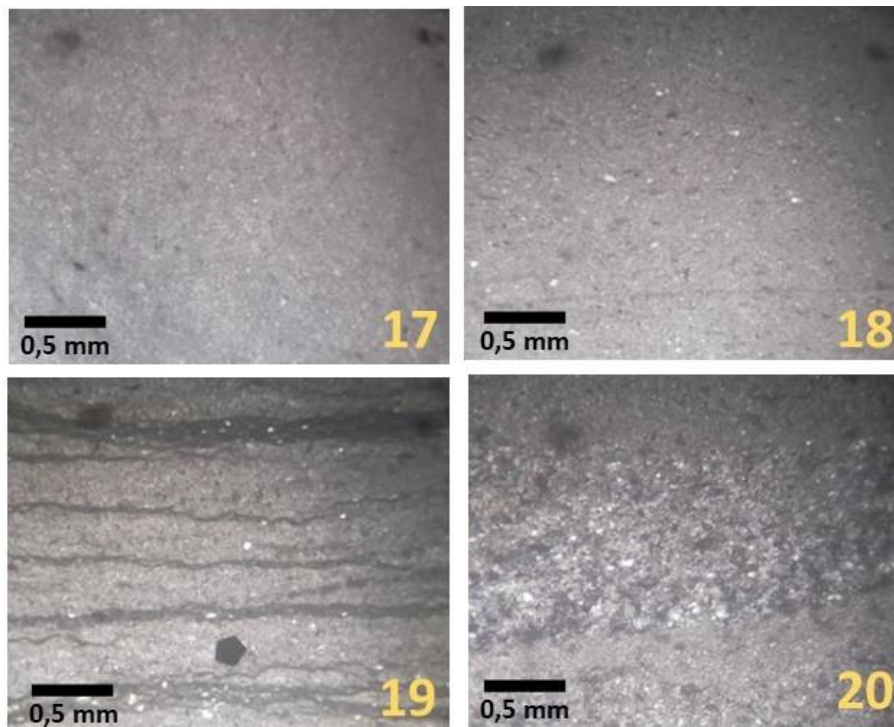
### 3 DESCRIPTIONS MICROSCOPIQUES

- a. Le lithofaciès de marne gréseuse présente un litage planaire qui se traduit par l'alternance des lits argileux avec des lits silteux (Photo 11); les premiers lits renferment des grains fins de quartz de forme arrondie, subarrondie et allongée dispersés dans une abondante matrice argilo-sparitique; les seconds sont caractérisés par une proportion importante des grains de quartz fins à moyens de forme subanguleuse, subarrondie et allongée empâtés dans une matrice argilo-sparitique.
- b. Le lithofaciès de marne mauve présente une alternance des lits silto-argilo-micritiques constitués par des grains fins de quartz arrondis et bien classés dans une matrice argilo-micritique avec des lits argilo-micritiques ne renfermant que des rares grains fins de quartz de forme arrondie (Photo 12). Le contact entre ces lits est jalonné des petits creux (Photo 13).
- c. Le lithofaciès de marne gris vert montre un litage lenticulaire mis en évidence par la présence des lentilles de matière organique (Photo 14) et celles de siltites (Photo 15) dans des lits argilo-micritiques. Les lentilles de siltites sont essentiellement constituées des grains jointifs de quartz fins de forme arrondie englobés dans une infime matrice argileuse.
- d. Le lithofaciès de shales dolomitiques a un litage planaire souligné par une alternance des lits silto-argilo-dolomicritiques à grains fins de quartz de forme arrondie englobés dans une matrice argilo-dolomicritique avec des lits argilo-dolomicritique renfermant quelques rares grains fins de quartz. Le contact entre ces lits est tantôt fruste, tantôt une surface marquée par des petites rides irrégulières (Photo 16).



**Photo 11:** litage grossier, planaire et fruste dans la marne gréseuse; **Photo 12:** des lits argilo-micritiques avec des lits de siltites dans la marne mauve; **Photo 13:** surface marquée par des petits creux dans la marne mauve; **Photo 14:** des lentilles de matière organique dans la marne gris vert; **Photo 15:** des lentilles de siltites dans la marne gris vert; **Photo 16:** des petites rides sur un lit silteux du shale dolomitique.

- e. Le lithofaciès de calcaire massif montre une matrice micritique englobant des rares cristaux automorphes et xénomorphes de sparite et des amas allongés de matière organique (Photos 17 et 18). D'après Folk (1959) et Dunham (1962), ce lithofaciès est une micrite de type mudstone;
- f. Le lithofaciès de calcaire finement lité présente une matrice micritique renfermant des rares cristaux automorphes et xénomorphes de sparite dans les roches B4 et L3 (Photo 19) et des amas allongés de matière organique dans la roche L3 (Photo 20). Selon Folk (1959) et Dunham (1962), il s'agit d'une micrite de type mudstone;
- g. Le lithofaciès de dolomie grise présente un litage planaire se traduisant par l'alternance des lits dolomicritiques contenant ou non des petits cristaux xénomorphes de sparite et les amas nuageux informes de matière organique (Photo 21). D'après Folk (1959) et Dunham (1962), ce lithofaciès est une dolomicrosparite de type mudstone.



**Photo 17:** matrice micritique; **Photo 18:** des petits cristaux de sparite et des amas allongés de matière organique dans la micrite; **Photo 19:** des lits microsparitiques englobant des petits cristaux de sparite et de pyrite automorphe; **Photo 20:** litage planaire traduit par la présence ou non des cristaux de sparite et de la matière organique dans la dolomiticrite.

#### 4 INTERPRÉTATION SÉDIMENTOLOGIQUE

Résultant des processus sédimentaires agissant dans un bassin pendant la sédimentation (Nichols, 2009), les grains non carbonatés (le quartz, pyrite et matière organique, oxyde de fer) grains de quartz ainsi que la variété des structures sédimentaires relevées dans ces lithofaciés du Membre C4a de la Formation de Lukunga interviennent dans la restitution de ces mécanismes sédimentaires rattachés à un environnement spécifique de dépôt pour chacun des lithofaciés.

1. Pour la majorité des grains de quartz, le classement de ces grains pris ensemble avec la forme et le degré de l'arrondi indiquent que ces sables et silts ont subi un degré très élevé d'abrasion au cours d'un long transport par l'eau et/ou par le vent le débarrassant des éléments instables comme le feldspath et le mica avant leur arrivée dans le milieu de dépôt.

Ces grains de quartz abondants dans les shales dolomitiques, les marnes gréseuses, les marnes mauves et les marnes gris vert représentent, selon Nichols (2009), un important apport terrigène dans le bassin marin.

2. Pour la matière organique, en l'absence des animaux et des végétaux supérieurs au cours du Précambrien, elle ne peut résulter que de la dégradation des cyanobactéries. Sa préservation nous incline à croire à la prévalence des conditions de dépôt légèrement réductrices régnant dans des borbiers profonds ou superficiels tel que suggéré par Nichols (2009). Si l'on se réfère aux travaux de Reineck et Singh (1973), les lentilles de matière organique observées dans la marne gris vert rappelle la décomposition des mattes algaires sur les zones de marais marins riches en boue argileuse. Quant aux amas nuageux de matière organique, Lees (1975) les assimile aux fragments de ces mattes algaires découpés ainsi par l'érosion dans des environnements marins à circulation restreinte tels que le flat intertidal et le lagon restreint.
3. La pyrite résulterait de la dégradation anaérobie de la matière organique par les bactéries comme l'on démontré les travaux réalisés par Jorgensen (1983) et Pittet (1996). Disséminée dans les roches à grains très fins de la Formation de Lukunga, elle leur confère une coloration gris sombre, caractéristique des environnements restreints réducteurs tel qu'observé par Black (1982) dans les formations similaires de l'île d'Andros au Bahamas.
4. L'oxyde de fer sous forme d'hématite en imprégnation confère une couleur mauve aux différents lithofaciés tel que démontré par Boulin (1977). Par contre, sous forme de goethite, elle est responsable de la coloration brune survenant dans les dépôts ayant aussi évolué dans un milieu oxydant.
5. Le litage massif témoigne la sédimentation rapide ou le dépôt homogène et continu des sédiments. Mais cela étant exclu pour les calcaires à grains fins compte tenu de leur vitesse de sédimentation très lente, Förstner et al. (1968) l'attribue au drainage de l'eau

lors du compactage des sédiments ou à une forte expulsion des bulles de gaz vers le haut à la suite de la dégradation aérobie et anaérobie de la matière organique d'origine cyanobactérienne.

6. Le litage planaire exprime la différence granulométrique. Selon Boulvain (2010), il est typique des environnements tidaux. Par contre, dans la boue essentiellement calcaire, ce litage peut être, selon Coleman (1966), il traduit le doublet micrite-microsparite auquel s'ajoute la différence de coloration induite par la matière organique. Nichols (2009) attribue la sédimentation de la boue carbonatée à litage planaire à des environnements lagonaires.
7. Le litage lenticulaire est dû à un alignement des rides isolées et concordantes de sable fin ou silt souvent façonnées, d'après Inman (1957), par des vagues avant d'être comblées par le sable. La préservation de ces rides n'est favorable que sur les flats de boue. Les lentilles légèrement concaves illustrent aussi ces figures de comblement des rides de vagues qui, selon Nichols (2009), sont typiques des environnements de plages.
8. Les petites rides irrégulières, qualifiées de wrinkle marks selon la terminologie de Reineck et Singh (1973), sont produites par des vents soufflant sur des surfaces de sédiments couvertes par un très mince film d'eau (jusqu'à 1 centimètre). Selon ces auteurs, les wrinkle marks sont des bons indicateurs d'émersion intermittente d'une surface boueuse non cohérente.
9. Les fentes irrégulières affectant les surfaces des bancs de shales dolomitiques témoignent d'un dépôt sous un climat chaud et aride pareil à celui de la région de Nakhlak en Iran tel que suggéré par Seyed et al. (2012). Selon Laporte (1967) et Shinn (1983), ces fentes appelées mud crack en anglais observées dans la Formation de Lukunga seraient formées par la dessiccation complète de la boue dans un environnement subaérien du supratidal.
10. Les petits creux également appelés scour-lag selon la terminologie de Van Straaten et Kuenen (1958) sont, selon Sundborg (1956), sont engendrés par des courants forts des chenaux tidaux qui érodent les sédiments argileux avant qu'il y ait déposé des sédiments silteux.
11. Les cavités tapissées par des cristaux de quartz en canines-de-chien sont le produit de la dissolution extensive des roches carbonatées se trouvant dans la zone phréatique d'un environnement météorique ou subaérien selon James et Choquette (1984). Par contre, les cavités non tapissées des géodes de quartz rappellent celles qui se développent dans des roches soumises à la diagenèse météorique dans les zones mixtes comme dans les régions côtières de l'île du Grand Caïmans (Moore, 1973).
12. Les biolithites peuvent être considérées comme des stromatolithes. Selon Logan et al. (1964), elles définissent les tapis algomicrobiens à morphologie plane (ou de type P) qui se développent dans un environnement calme. C'est le cas de certaines zones subtidales protégées de la baie des Réquins où le développement des tapis algaires se fait sous un climat tropical sec d'après Playford et Cockbain (1976). En ce qui concerne la fabrique, le doublet de ces biolithites « couche claire à microsparite - couche sombre à matière organique », si l'on se réfère aux travaux de Boulvain (2010), serait due au caractère réducteur du sédiment en profondeur, favorisant la conservation de la matière organique.

## **5 SYSTÈME DÉPOSITIONNEL DES FACIÈS DU MEMBRE C4A**

Le Membre C4a dans la partie inférieure de la Formation de Lukunga est constitué de l'alternance des marnes gréseuses, marnes mauves et shales dolomitiques avec intercalation de calcaires massifs, puis un passage de dolomie grise, calcaire finement lité et marnes gris vert. Ces lithofaciès peuvent être attribués à deux catégories lithologiques, d'une part, les faciès mixtes silico-clastiques carbonatés et d'autre part, les faciès carbonatés purs.

Il s'agit pour les faciès mixtes silico-clastiques carbonatés, l'étang salant près des zones côtières pour les shales dolomitiques; le flat intertidal ou flat mixte pour les marnes gréseuses, un environnement météorique ou subaérien des zones mixtes à eaux stagnantes pour les marnes gréseuses; les chenaux tidaux correspondant aux criques tidales qui recoupent les estrans tidaux et servent des conduits de passage aux eaux pendant la basse et la haute marée pour les marnes mauves à litage oblique; les vasières tidales où le temps de basse vitesse du courant est beaucoup plus long pour les marnes mauves à litage horizontal; les marécages marins à organismes tolérants de grandes variations de salinité pour les marnes gris vert.

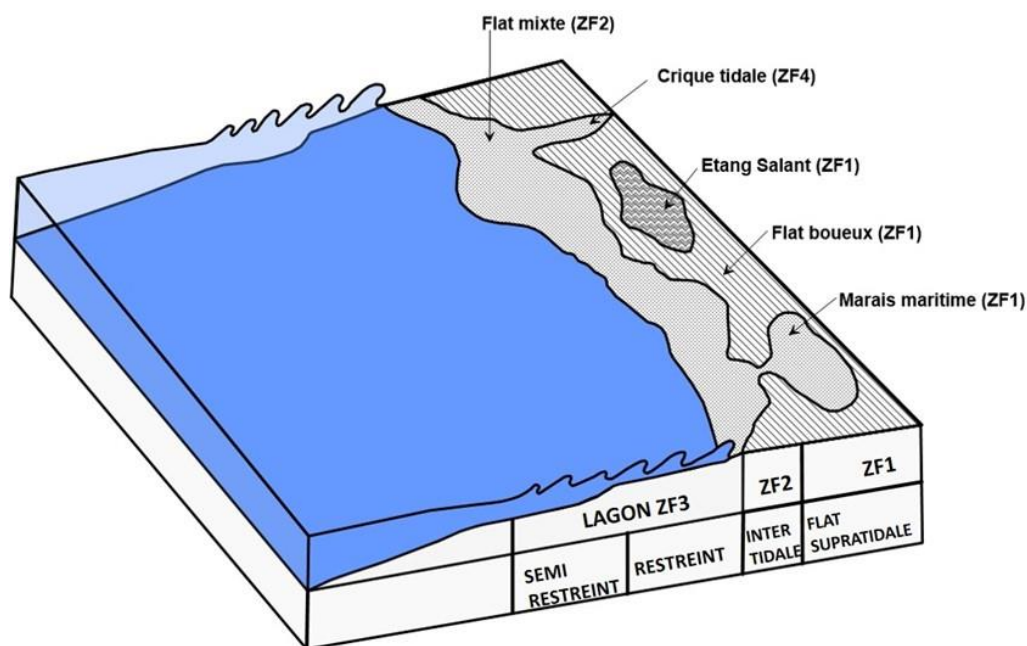
Pour les faciès purement carbonatés, nous retenons un environnement profond de type lagon restreint pour les calcaires massifs; les calcaires finement lités à filaments cyanobactériens et pour la dolomie grise selon les travaux de Da Sylva (2004).

## **6 MODÈLE DE FACIÈS DU MEMBRE C4A**

Les milieux ainsi restitués de faciès mixtes silicoclastiques carbonatés et de ceux purement carbonatés dans le Membre C4a se combinent en quatre zones des faciès (Fig.12). La première zone des faciès (ZF1) comprend le marécage marin, les vasières tidales et l'étang salant. La deuxième zone (ZF2) est essentiellement caractérisée par le flat mixte. La combinaison de ces deux zones de faciès avec la quatrième zone (ZF4) traduite par les criques tidales caractérise une côte macrotidale comme le suggère Nichols (2009). La



configuration de cette côte adjacente au lagon restreint typique de la troisième zone (ZF3) fait penser au complexe côtier-lagonaire selon la terminologie de Selley (1996).



**Fig. 3.** *Modèle paléogéographique des faciès du Membre C4a de la Formation de Lukunga: rampe carbonatée du régime macrotidal développée sous un climat chaud et humide*

Par la rythmicité saisonnière des apports silico-clastiques terrigènes de shales dolomitiques et le développement des tapis algomicrobiens dans la zone subtidale, le bassin ouest-congolien a vu durant le dépôt du Membre C4a de la Formation de Lukunga le développement d'un complexe côtier-lagonaire sous un climat chaud et humide. Il détermine que le bassin sédimentaire ouest-congolien aurait évolué au stade de la mise en place des faciès du Membre C4a sous un climat chaud et humide.

## REFERENCES

- [1] Alvarez, P., (1995): Evidence for a Neoproterozoic carbonate ramp on the northern edge of the Central Africa Craton: relations with Late Proterozoic intracratonic troughs. *Geologische Rundschau* 84, 636-648.
- [2] Black, M. (1982): The algal sediment of Andros island Bahamas. *Philos. Trans. of Roy. Soc. London*, 222, 165-192.
- [3] Boulin, J. (1977): *Méthodes de la stratigraphie et géologie historique*, Masson, Paris, 226p.
- [4] Boulvain, F. (2010): *Géologie, Pétrologie sédimentaire, des roches aux processus*. Ed. - ellipses, Paris, 251pp.
- [5] Cahen, L. (1978): La stratigraphie et la tectonique du Supergroupe Ouest-Congolien dans les zones médiane et externe de l'orogénèse ouest-congolienne (Panafricain) au Bas-Zaïre et dans les régions voisines, *Ann. Soc. Géol. Belg.* 99, 189-203.
- [6] Cailteux J.L.H., Delpomdor F.R.A. et Ngoie Ndobani J-P (2015): The Neoproterozoic West-Congo "Schisto-Calcaire" sedimentary succession from the Bas-Congo region (Democratic Republic of the Congo) in the frame of regional tentative correlations, *Geologica Belgica*, v.18, n.2-4, 20p.
- [7] Coleman, J.M. (1966): Ecological changes in a massive fresh water clay sequence. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 16, 159-174.
- [8] Da Sylva, A-C. (2004): *Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge*. Univ. Liège, Fac. Sc. Unit. Pétrol. sédim, 253p+annexes.
- [9] Förstner, U., Müller, G. et Reineck, H. E. (1968): Sedimente und sedimentgefüge des Rheindeltasim Bondesees, *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* 109, 33-62.
- [10] Inman, D. L. (1957): Wave-generated ripples in nearshore sands. Department Army corps of engineers, Beach Erosion Board Technical Mem. 100, 1-65.
- [11] James, N.P et Choquette, Ph.W. (1984): Diagenesis 9-. Limestones-The meteoric diagenetic environment. *Geosc. Canada* v.11, n°4. 161-194.
- [12] Jorgensen, B.B. (1983): The microbial sulfur cycle. In: Krumbein, W.E. (Ed) *Microbial Geochemistry*, Blackwell Scientific Publications, 91-124.
- [13] Laporte, L.F. (1967): Carbonate deposition near mean sealevel and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *AAPG Bull.* 51, 73-101.

- [14] Lees, A. (1975): Possible influences of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, 19, 159–198.
- [15] Logan, B.W. Rezak, R. & Ginsburg, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. of Geology*, 72, 1, 68-83.
- [16] Mfere A.P.A., Delpomdor F., Proust J-N., Boudzoumou F., Callec Y., Prétat A. (2020): Facies and architecture of the SC1c formation (Schisto-calcaire Group), Republic of the Congo, in the Niari-Nyanga and Comba subbasins of the Neoproterozoic West Congo Basin after the marinoen glaciation event. Elsevier, JAES, 166. 20p.
- [17] Moore, C.H. (1973): Intertidal carbonates cementation Grand Cayman, West Indies. *J. sediment. Petrol.*, 43, 591-602.
- [18] Nichols, G. (2009): *Sedimentology and stratigraphy*. 2nd ed., Wiley-Blackwell, Oxford, U.K., 418p.
- [19] Pittet, B. (1996): Contrôles climatiques, eustatiques et tectoniques sur des systèmes mixtes carbonates siliciclastiques de plate-forme: exemples de l'Oxfordien (Jura suisse, Normandie, Espagne). PhD Thesis, Univ. Fribourg, Switzerland, 258p.
- [20] Playford, P.E. et Cockbain, A.E. (1976): Modern algal stromatolites at Hamlin pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, western Australia in M.R. Walter (Ed.), *Stromatolites. Glastone embayment, Shark Bay, Western*. Development in Sedimentology, 20, Elsevier, 389-411.
- [21] Reineck, H.E. et Singh, I.B. (1973): *Depositional sedimentary environment*. Springer-Verlag, 939pp.
- [22] Selley, R.C., (1996): *Ancient sedimentary environments and their sub-surface diagnosis: Chapman and Hall publications (4th ed.)*, 300 p.
- [23] Seyed, H. V., Franz T. F., and Nader, K-. (2012): Facies analysis and depositional environments of the Upper Cretaceous Sadr unit in the Nakhlak area, Central Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, n°2. 384-397.
- [24] Shinn, E. A. (1983): Tidal flat environment. In: Scholle, A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (Eds) *Carbonate Depositional Environments*, A.A.P.G. Mem. 33, 171-210.
- [25] Straaten et Kuenen (1955):.
- [26] Sundborg, Å. (1956): The River Klarälven; A study of fluvial processes. *Geograf. Ann.* 38. 125-316.