

Mise en place de magmas anté et syn-tectoniques dans le complexe intrusif de Wari-Maro dans la zone de cisaillement de Kandi, Centre-Bénin, Afrique de l'Ouest

Luc ADISSIN GLODJI^{1*}, Charles KOMADJA¹, Soulémana YESSOUFOU¹ et Dominique CHALA²

¹ Université d'Abomey-Calavi, Faculté des Sciences et Techniques, Laboratoire Géologie, Mines et Environnement, O1 BP 526 Cotonou, Bénin ² Office Béninois de Recherches Géologiques et Minières, O1 BP 249 Cotonou, Bénin

* Correspondance, courriel : *ladissin@yahoo.fr*

Résumé

Le complexe intrusif de Wari-Maro est formé de méta-monzosyénites, de monzogranites à grenat et de diorites quartzifères mis en place au cours de l'orogenèse du Néoprotérozoïque. Les faciès de ce complexe résultent de la cristallisation de trois venues magmatiques anté- et syn-tectoniques par rapport à la déformation dans la zone de cisaillement de Kandi. Les monzosyénites sont anté-tectoniques. Elles ont été déformées, métamorphisées en faciès amphibolites et transformées en méta-monzosyénites au cours du cisaillement dextre. Les monzogranites à grenat présentent une fabrique de flux magmatique qui suggère une mise en place et une cristallisation en présence d'une contrainte. La diorite quartzifère quant à elle, est tardi-tectonique dans le complexe de Wari-Maro. Le complexe de Wari-Maro offre une bonne opportunité pour l'étude des relations entre le magmatisme et la déformation dans les zones de cisaillement majeur tardi-orogéniques de la chaîne des Dahoméyides.

Mots-clés : pétrographie, microstructures, cisaillement, intrusions, Bénin.

Abstract

Pre- and syn-tectonic magmas emplacement in the Wari-Maro intrusive complex in the Kandi shear zone, Centre-Bénin, West Africa

The Wari-Maro intrusive complex is formed by meta-monzosyenites, monzogranites and diorite quartzifere setting up during the Neoproterozoic orogeny. The facies of this complex originate from the crystallization of pre-and syn-tectonic magmas relative to the deformation in the Kandi shear zone. The monzogranites are pre-tectonic. They are deformed and transformed into meta-monzosyenites under amphibolite facies metamorphic conditions during the dextral shearing. The garnet-monzogranites show a magmatic flow fabric suggesting magma emplacement and crystallization under shear strain. The diorite quartzifere is emplaced during late-tectonic phase in the Wari-Maro massif. The Wari-Maro complex offers a good opportunity to study the relationship between deformation and magmatism in the late-orogenic major shear zones of the Dahoméyides fold belt.

Keywords : petrography, microstructures, shearing, intrusions, Bénin.

1. Introduction

Le socle cristallin du Bénin appartient à la chaîne panafricaine des Dahoméyides qui résulte de la collision entre le craton ouest africain, le craton du Congo et le bloc Est Saharien durant le processus d'assemblage du Gondwana il y a 600 Ma environ, au terme d'un processus de subduction [1 - 5]. Les dernières phases de la formation de la chaîne des Dahoméyides s'accompagnent de la mise en place d'intrusions granitiques sensu lacto dans différents contextes tectoniques. Certaines se sont mises en place au cours de la subduction tandis que d'autres sont associées à des discontinuités résultant des chevauchements et des décrochements [6, 7]. Le complexe de Wari-Maro est considéré comme l'un des plus importants complexes intrusifs de la chaîne panafricaine des Dahoméyides. Il se caractérise par une étroite association de faciès variés de point de vue pétrographique que structurale. L'hétérogénéité pétrographique dans un massif granitique pourrait être le résultat d'une différentiation de magmas, d'une hybridation magmatique ou d'une mise en place successive de lots de magmas différents [8, 9]. La variation spatiale des microstructures dans un complexe intrusif pourrait être due à l'état solide ou visqueux des magmas durant la contrainte [10, 11]. Cette association de faciès variés du point de vue pétrographique et structurale fait du massif de Wari-Maro un témoin de l'évolution magmatique et un bon marqueur de la déformation dans la zone de cisaillement de Kandi. La présente étude vise à préciser les causes de l'hétérogénéité pétrographique et structurale du massif de Wari-Maro et le contexte tectonique de mise en place de ce massif. Ce papier expose les résultats des observations de terrain et des études pétrographiques et microstructurales des différentes unités lithologiques du complexe dans le but de mieux comprendre l'évolution tardi-orogénique de la chaîne panafricaine des Dahoméyides au Bénin.

2. Matériel et méthodes

2-1. Matériel

2-1-1. Matériel de terrain

Les travaux de terrain basés sur l'observation, l'échantillonnage et l'analyse macroscopique des différentes formations géologiques et les mesures structurales ont nécessité l'utilisation :

- d'une carte géologique à 1/200 000, feuille Djougou-Parakou-Nikki et d'un fond topographique à 1/200 000, feuille Parakou NC-31-IX pour s'orienter et situer les observations ainsi que les points d'échantillonnage ;
- d'un GPS (Global position System) pour déterminer les coordonnées géographiques des points d'échantillonnage et des points d'observation des formations et structures géologiques ;
- d'une boussole équipée d'un clinomètre pour des mesures structurales sur le terrain ;
- de marteaux géologues pour l'échantillonnage ;
- d'un appareil photographique numérique pour la prise des images des roches et structures géologiques observées.

2-1-2. Matériel de laboratoire

Au laboratoire, le matériel suivant a servi à traiter et à analyser les échantillons prélevés sur le terrain :

- un microscope polarisant à lumière transmise pour l'observation des lames minces de roches ;
- un micro-ordinateur équipé de logiciels de cartographie (Arc Gis 10.0, Map info, Photoshop) pour la confection des cartes.

2-2. Méthodes

L'obtention des résultats de ce travail a nécessité des travaux de terrains et de laboratoire puis le traitement et l'interprétation des données collectées. Sur le terrain, une étude macroscopique minutieuse des différents affleurements et faciès lithologiques est effectuée. Des mesures structurales ont été réalisées (foliation, linéation, axes et plans axiaux de plis) et des échantillons représentatifs ont été prélevés pour des observations microscopiques en lames minces. Les lames minces des échantillons de roches ont été confectionnées au laboratoire de Géologie de l'Université de Lomé (Togo). Les études microscopiques sont effectuées au Laboratoire de Géologie, Mines et Environnement (LaboGME) du Département des Sciences de la Terre (DST) de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC, Bénin). Elles ont porté essentiellement sur la caractérisation des phases minérales et l'étude microstructurale pour évaluer l'état de déformation des minéraux.

2-3. Contexte géologique

Le complexe de Wari-Maro affleure dans la commune de Tchaourou, au centre du Bénin, précisément entre les latitudes 9° 00' et 9° 35' Nord et les longitudes 2° 02' et 2° 25' Est *(Figure 1)*. Les travaux de cartographie géologique de l'Office Béninois des Mines ont mis en évidence dans la zone étudiée, un encaissant gneissique et miamatitique, le complexe intrusif de Wari-Maro et une bande mylonitique sub-méridienne qui sépare la zone en deux domaines oriental et occidental. A l'Est de la bande mylonitique, affleurent les formations nommées Agramarou et du Sillon de l'Ouémé et à l'Ouest, les formations dites de la Wé-Wé, de Sounoumon-Bariénou et le complexe de Wari-Maro (Figure 2). Les foliations mesurées dans les formations métamorphiques de l'encaissant gneissique et migmatitque sont orientées N-S avec des pendages forts vers l'Est à subverticaux. Des plis isoclinaux s'observent également dans ces formations. Les critères cinématiques tels que les amandes de matériels guartzo-feldspathiques, les leucosomes guartzo-feldspathiques et les veines de pegmatites déformées, les structures de type S-C et les queues de recristallisation asymétriques des feldspaths sont en accord avec un sens de cisaillement majoritairement dextre. Du point de vue lithologique, la formation d'Agramarou consiste en des migmatites et des gneiss migmatitiques rubanés à veinés, à biotite et amphiboles, renfermant des injections stratoides de granites et des septa biotitiques et amphiboliques. La formation du sillon de l'Ouémé se développe sur une largeur moyenne de 10 Km et elle est limitée à l'Ouest par la bande de mylonites.

La formation du sillon de l'Ouémé renferme au Nord un niveau de quartzite à muscovite et tourmaline auquel se succèdent, vers l'Est, des formations de micaschistes et de gneiss fins à biotite et muscovite. Au Sud, les niveaux de quartzite replissés en structures synclinales reposent sur une série de gneiss comprenant des gneiss fins à biotite et parfois plagioclase. Des leptynites et des amphibolites schisteuses à horneblende et grenat sont également associés à ces gneiss. La formation de la Wé-Wé est constituée de migmatites et de migmatites granitoïdes. Leur structure est veinée à litée et elles renferment des septa de gneiss fins à biotite. La formation de Sonoumon-Bariénou consiste en des gneiss migmatitgues et des migmatites à biotite et grenat renfermant des intercalations d'amphibolites, d'amphibolo-pyroxénites à grenat, d'amphibolite à trémolite, de leptynites à biotite et grenat. Les migmatites sont rubanées à veinées et affectées par une tectonique postérieure à la migmatisation. Les gneiss migmatitques sont fins avec des passées pegmatitiques. La structure est rubanée mais parfois oeillée. Des intercalations de roches orthodérivées basiques à ultrabasiques (amphibolites, amphibolo-pyroxénites à grenats, amphibolite à trémolite et diorites) s'observent également dans la formation de Sounoumon-Bariénou. L'ensemble de gneiss et de migmatites dérive de pélites et de grauwackes métamorphisées dans la zone à sillimanite du faciès amphibolite et ils sont par la suite affectés par une rétromorphose. Deux âges Rb/Sr sur roches totales de 610 \pm 18 Ma et de 558 \pm 8 Ma ont été obtenus respectivement sur les formations d'Agramarou et de Sounoumon-Bariénou.

Ces âges sont interprétés comme les âges du rajeunissement de ces formations paléo et mésoprotérozoïques liés à l'événement du Néoprotérozoïque. L'intrusion de Wari-Maro se présente dans la zone d'étude sous la forme de granitoides de granulométrie et de minéralogie variées, porphyroïdes ou non, et parfois très déformées. Les principaux faciès constituant ce complexe intrusif sont les syéno-monzonites quartziques, les granites et les diorites quartziques (*Figure 3*). Les données radiométriques disponibles indiquent un âge de mise en place Néoprotérozoïque du complexe intrusif. Une isochrone Rb/Sr en roches totales a donné un âge de 638 \pm 16 Ma, interprété comme l'âge de la mise en place de ce massif intrusif. Une bande de mylonites traverse toute la zone et présente une allure rectiligne. La direction de la foliation mylonitique est parallèle à la direction régionale N-S et son pendage est fort vers l'Est à subvertical. Ces faciès de mylonites se développent aux dépens des migmatites et des granitoïdes de la bordure orientale du massif alcalin intrusif de Wari-Maro ; ceci suggère que la déformation mylonitique localisée dans la bande est postérieure à la migmatisation et à la mise en place de l'intrusion de Wari-Maro. C'est à cette bande de mylonites que se réfèrent la plupart des auteurs comme correspondant à l'activité de la faille de Kandi dans la chaîne des Dahoméyides [2, 3].



Figure 1 : Carte géologique schématique de la portion occidentale de la chaîne des Dahoméyides et son avant pays d'après [2] et montrant la localisation du complexe de Wari-Maro



Figure 2 : Carte géologique de la zone d'étude ; extraite de la carte géologique à 1/200 000 feuille Parakou-Djougou-Nikki



Figure 3 : Carte des lithofaciès du complexe de Wari-Maro d'après les travaux de l'Office Béninois des Mines

3. Résultats

Les observations de terrain et études microscopiques permettent de distinguer, dans le complexe intrusif de Wari-Maro, trois principaux faciès pétrographiques. Il s'agit des méta-monzosyénites, des monzogranites et de la diorite quartzifère. Des filons de pegmatites et d'aplites recoupent les faciès sus-citées.

3-1. Les méta-monzosyénites

Les méta-monzosyénites constituent le faciès le plus répandu du complexe intrusif et elles affleurent essentiellement dans sa partie occidentale (*Figure 3*). Elles renferment des septa de migmatites qui suggèrent que la mise en place des monzosyénites est postérieure à la phase régionale de fusion partielle (migmatisation) subie par les gneiss. Il s'agit des monzosyénites déformées et métamorphisées au cours d'un cisaillement ductile. Les foliations tectoniques mesurées sont orientées N-S et les pendages sont forts vers l'Est à sub-verticaux (Figure 4a). Les foliations mylonitiques des méta-monzosyénites sont concordantes avec celle des migmatites dans les zones de contact visibles. Des fractures cassantes de direction ESE-WNW à SE-NW recoupent les méta-monzosyénites (Figure 4a). Les méta-monzosyénites présentent une texture porphyroclastique et se caractérisent par l'abondance de porphyroclastes de feldspaths potassiques roses (55 %), de diamètre variant de 2 à 5 cm, dans une matrice grano-lépidoblastique à feldspaths potassique (10 %), plagioclase (5 %), biotite (15 %), amphibole (10 %) et quartz (5 %) (Figures 4b, 5a). Les porphyroclastes de feldspaths présentent des queues de recristallisation dont les asymétries indiquent un sens de cisaillement majoritairement dextre (Figure 4b). Les minéraux accessoires sont représentés par le zircon, l'apatite et les minéraux opaques. Les études microstructurales des méta-monzosyénites du complexe intrusif de Wari-Maro révèlent une fabrique de déformation à l'état solide (Figures 5 a et b). Les roches montrent des feuillets de biotite et des porphyroclastes de feldspaths et d'amphiboles alignés dans une matrice mylonitique dans laquelle recristallisent le quartz, les feldspaths et les biotites. Les porphyroclastes de feldspaths sont affectés de déformations plastique et fragile. Certains sont fragmentés en larges grains et d'autres présentent des bandes de déformation lamellaire.

Les amphiboles sont microfracturées et la chlorite cristallise dans les microfractures. Le quartz est affecté par une déformation plastique. Il se présente en agrégats polycristallins à bordure de grains irréguliers et en rubans polycristallins. La déformation à l'état solide est encore plus intense au niveau de la bordure du complexe où des feldspaths déformés sont subdivisés en larges sous-grains et des recristallisations de myrmékites et petits grains de feldspaths s'observent à la bordure des porphyroclastes de feldspaths. On observe également des feldspaths déformés qui recristallisent autour du cœur ("core and mantle" structures). En conclusion, un assemblage minéralogique magmatique et deux paragenèses minérales syn-cisaillement sont distinguées dans les méta-monzosyénites du complexe intrusif de Wari-Maro. L'assemblage minéralogique magmatique est à feldspath potassique] + plagioclase] + amphibole + biotite] permet de suggérer une cristallisation des monzosyénites de Wari-Maro dans les conditions pression-température du faciès amphibolite. La paragenèse syn-cisaillement à feldspath potassique2 + plagioclase2 + biotite2 est associée à de la déformation ductile. La chlorite est nettement plus tardive et contemporaine de la déformation fragile. La présence de mégacristaux de feldspath potassique et d'amphibole dans les métamonzosyénites du complexe intrusif de Wari-Maro suggèrent une cristallisation à partir d'un magma à tendance alcaline telle que proposé par [12] pour les granitoïdes présentant cette minéralogie. Cette affiliation aux séries alcalines des méta-monzosyénites du complexe intrusif de Wari-Maro nécessite toutefois d'être vérifiée par la chimie sur roches totales. Les monzosyénites du complexe intrusif de Wari-Maro ont été déformées à l'état solide et transformées en méta-monzosyénites au cours du cisaillement dextre ; ceci suggère donc une mise en place antérieure au cisaillement et relativement profonde dans le socle cristallin.

3-2. Les monzogranites

Les monzogranites sont intrusifs dans les méta-monzosvénites et les migmatites dont ils renferment des septa suggérant une mise en place postérieure à ces roches. Ils affleurent essentiellement dans la partie orientale du complexe intrusif de Wari-Maro. Les monzogranites présentent une foliation magmatique localement marquée sur le terrain par une orientation discrète N-S des feldspaths et des minéraux ferromagnésiens. Des veines centimétriques à décimétriques de feldspaths alcalins roses à grenats s'observent dans les monzogranites. Les monzogranites ont une texture grenue à grains moyens. Ils sont composés de quartz (35 %), orthose (25 %), plagioclases (20 %), biotite (15 %) et de grenats (5 %). Les minéraux accessoires sont le zircon et les minéraux opaques. En lame mince, les roches montrent des cristaux de feldspaths qui sont automorphes à sub-automorphes, alignés et présentant parfois des microfractures dans lesquelles cristallisent le quartz ou un assemblage de quartz, feldspaths et biotite suggérant ainsi la présence de contraintes pendant la cristallisation du magma [10, 11] (Figure 5c). Les larges feuillets de biotite sont orientés et forment des paquets adossés aux cristaux de feldspaths. Des zones de cisaillement mineures et discrètes formées de grains plus fins de guartz, feldspaths et biotite s'observent dans les roches. Dans les granites, le microcline est présent et le quartz est xénomorphe interstitiel ou allongé avec parfois une légère extinction ondulante. Les microstructures des monzogranites sont en accord avec un écoulement magmatique. Ces monzogranites qui présentent une fabrique de flux magmatique, se seraient mis en place au cours du cisaillement. Une déformation à caractère fragile affecte très discrètement les monzogranites après leur complète solidification. La présence des enclaves de méta-monzosyénites dans les mozogranites plaide également en faveur d'une mise en place postérieure des mozogranites par rapport aux méta-monzosyénites et pourraient impliquer des magmas parents différents. La présence de grenat dans les monzogranites suppose qu'ils se seraient formés à partir d'une croute enrichie en alumine.

3-3. La diorite quartzifère

La diorite quartzifère est intrusive dans les méta-monzosyénites et les monzogranites. Elle affleure sous forme de filons ou en masses allongées N-S, d'épaisseur hectométrique à kilométrique au sein des métamonzosyénites et monzogranites. En lame mince, la roche a une texture magmatique, grenue à grains fins *(Figure 5d)*. Elle est constituée de plagioclases (45 %), de biotite (25 %), hornblendes (15 %), de pyroxènes (10 %) et de quartz (5 %). On y observe également des plages polycristallines à quartz + plagioclase + amphiboles qui pourraient représenter d'anciens clinopyroxènes déstabilisés. Les minéraux accessoires sont le sphène, l'allanite et les minéraux opaques.

3-4. Les filons de pegmatite et d'aplites

Les filons de pegmatites et d'aplites recoupent les méta-monzosyénites, les monzogranites et la diorite quartzifère. Ces filons, d'épaisseur centimétrique à métrique, sont orientés N-S à NNE-SSW. Les aplites et les pegmatites présentent une texture magmatique ; ceci indique qu'ils n'ont pas subi de contrainte tectonique après leur formation. Les pegmatites sont constituées de feldspath potassique et de quartz, et les aplites sont à quartz ou à feldspaths.



Figure 4 : Photographies de terrain montrant les différents faciès du complexe intrusif de Wari-Maro ; (a) affleurement de la méta-monzosyénite montrant un fort pendage vers l'Est ; b) matériel feldspathique orienté et déformé dans les méta-monzosyénites porphyroclastique indiquant un cisaillement dextre; c) filon quartzo-feldspathique et de diorite quartzifère dans la métamonzosyénite ; d) monzogranite montrant un alignement des biotites et du grenat



Figure 5 : Microphotographies montrant les textures et la composition minéralogique des métamonsyénites (a et b), des monzogranites (c) et de la diorite quartzifère (d)

Luc ADISSIN GLODJI et al.

4. Discussion

Le complexe intrusif de Wari-Maro est formé de méta-monzosyénites, de monzogranites et de diorite quartzifère, tous recoupés par des filons de pegmatites et d'aplites. Les méta-monzosyénites dérivent de la déformation et du métamorphisme des monzosyénites. En effet, les diverses microstructures observées dans les méta-monzosyénites sont en accord avec le décrochement ductile dextre subi à l'état solide dans la zone de cisaillement de Kandi. Les méta-monzosyénites montrent clairement des indices de mise en place dans un environnement tectonique anté-cisaillement et le cisaillement s'est traduit par des déformations intracristallines importantes des minéraux. Les monzosyénites qui proviennent de la première venue magmatique avant le cisaillement, sont donc transformées en méta-monzosyénite. Les monzogranites et la diorite auartzifère ont préservé des caractères de roches janées caractérisées par leur texture maamatique avec des minéraux moins déformés. Ils se seraient mis en place tardivement et n'ont pas subi de déformations ductiles après leur complète solidification. Les monzogranites présentent une fabrique de flux magmatique, en accord avec une mise en place syn-tectonique dans la zone de cisaillement de Kandi, postérieurement à la déformation ductile des monzosyénites. Ils représentent la deuxième venue magmatique dans le complexe de Wari-Maro. Ce magma à l'origine des monzogranites proviendrait de la fusion partielle de roches de la croûte continentale et s'est mis en place au cours du cisaillement qui a déformé les monzosyénites. La diorite quartzifère recoupe les monzogranites ; ceci suggère une mise en place postérieure à celle des monzogranites.

Les méta-monzosyénites présentent des similitudes de structure avec les méta-granites et quartz-monzonites porphyroclastiques issus de la déformation à l'état solide des granites et quartz-monzonites porphyroïdes de l'intrusion de Dassa au Sud du massif de Wari-Maro dans la zone de cisaillement de Kandi [7, 13]. Cette corrélation basée sur l'étude microstructurale, est également confirmée par les âges de mise en place semblables des granites porphyroïdes de l'intrusion de Dassa (633 \pm 19 Ma, U-Pb sur zircons, [13]) et les monzosyéntes de Wari-Maro (638 \pm 16 Ma, Rb-Sr sur roches totales, Office Béninois des Mines). Les monzogranites du complexe de Wari-Maro se seraient mis en place de façon synchrone avec le granite de Tré qui est intrusif dans les méta-granites porphyroclastiques de Dassa et dont l'âge de mise en place syn-cinématique dans la zone de cisaillement de Kandi est de 595 \pm 9 Ma [13]. Les roches de la bordure orientale du complexe intrusif de Wari-Maro sont affectées par la déformation cataclastique localisée dans la bande de déformation mylonitique. Ceci suggère que le jeu final du cisaillement à basse température et localisé dans la bande mylonitique est postérieur à la formation du complexe de Wari-Maro. Nos données soulignent donc dans la zone de cisaillement de Kandi, l'existence d'une succession de manifestations magmatiques au Néoprotérozoïque. Elles correspondent à la mise en place des monzosyénites antérieurement au décrochement ductile puis des monzogranites et des diorites quartzifères contemporaines accompagnant le jeu du décrochement ductile. Une telle succession continue de magmas observée dans le complexe de Wari-Maro a été décrite dans la chaîne des Dahoméyides au Bénin et au Nigeria [14 - 16]. Cette succession de magmas a été également décrite et étudiée dans le Hoggar en Algérie et dans l'Adrar des Iforas au Mali [17 - 19] et au Brésil [20, 21].

5. Conclusion

Le complexe intrusif de Wari-Maro est formé de méta-monzosyénites, de monzogranites et de diorites quatzifères. L'hétérogénéité pétrographique et structurale observée dans ce massif résulte d'une mise en place et d'une cristallisation de trois principales venues magmatiques dans différents contextes tectoniques. Le magmatisme anté-cisaillement est représenté dans la zone par les monzosyénites et le magmatisme syn-cisaillement est représenté par les monzogranites et les diorites quartzifères. Les données permettent de confirmer l'existence d'une succession d'intrusions plutoniques au cours du Néoprotérozoïque. Les premières sont contemporaines du métamorphisme régional. Les plus récentes se mettent en place pendant le fonctionnement du décrochement ductile de Kandi ; elles sont donc temporellement et spatialement associées au fonctionnement de cette grande structure tectonique.

Références

- [1] A. C. AJIBADE and J. B. WRIGHT, Tectonophysics, 165 (1989) 125-129
- [2] P. AFFATON, M.A. RAHAMAN, R. TROMPETTE and J. SOUGY, in "*The West African Orogens and Circum-Atlantic Correlatives*", Ed. Springer-Verlag, Berlin, (1991) 07-122
- [3] C. CASTAING, C. TRIBOULET, J. L. FEYBESSE and P. CHEVREMONT, *Tectonophysics*, 218 (1993) 323-342
- [4] R. TROMPETTE, "*Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma). Pan-African-Brasiliano Aggregation of South America and Africa*", Ed. A. A. Balkema, Rotterdam, (1994)
- [5] S. S. DADA, in "West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region", Ed. Geological Society, London, Special Publications, 294 (2008) 121-136
- [6] K. ATTOH, S. SAMSON, Y. AGBOSSOUMONDÉ, P. M. NUDE and J. MORGAN, Journal of African Earth Sciences, 79 (2013) 1-9
- [7] L. ADISSIN GLODJI, J. BASCOU, S. YESSOUFOU, R.-P. MENOT and A. VILLAROS, *Journal of African Earth Sciences*, 97 (2014) 143-160
- [8] I. DE PINHO GUIMARÃES, C. N. DE ALMEIDA, A. F. DA SILVA FILHO and J. M. M. DE ARAÚJO, *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1) (2000) 177-181
- [9] I. M. H. R. ANTUNES, A. M. R. NEIVA, M. M. V. G. SILVA and F. CORFU, *Lithos*, 111 (2009) 168-185
- [10] J. L. BOUCHEZ, C. DELAS, G. GLEIZES, A. NEDELEC and M. CUNEY, *Geology*, 20 (1992) 35-38
- [11] R. H. VERNON, S. E. JOHNSON and E. A. MELIS, Journal of Structural Geology, 26 (2004) 1867-1884
- [12] B. BARBARIN, *Lithos*, 46 (1999) 605-626
- [13] L. C. ADISSIN GLODJI, "Thèse de doctorat, Université Jean Monnet Saint-Etienne et Université d'Abomey-Calavi", (2012)
- [14] F. KALSBEEK, P. AFFATON, B. EKWUEME, R. FREI and K. THRANE, *Precambrian Research* 196-197 (2012) 218-233
- [15] M. KWEKAM, M. S. TAIROU, D. CHALA, U. WENMENGA, J. FLEURY, P. AFFATON and D. A. MORIBA, *European Journal of Scientific Research*, 140 (4) (2016) 377-393
- [16] E. FERRE, G. GLEIZES and R. CABY, *Precambrian Research*, 114 (2002) 199-219
- [17] J. P. LIEGEOIS, "Thèse de doctorat, Université libre de Bruxelles", (1987)
- [18] B. BONIN, Geological Journal, 25 (1990) 261-270
- [19] R. BLACK and J. P. LIÉGEOIS, Journal of the Geological Society, London, 150 (1993) 89-98
- [20] M. H. ARTHAUD, R. CABY, A. FUCK, E. L. DANTAS and C. V. PARENTE, in "West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region", Ed. Geological Society, London, Special Publications, 294 (2008) 49-67
- [21] C. J. ARCHANJO, M. H. B. M. HOLLANDA, S. W. O. RODRIGUES, B. B.B. NEVES and R. ARMSTRONG, *Journal of Structural Geology*, 30 (2008) 310-326