

## Contraintes pétrographiques et géochimiques des leptynites de Kombissiri dans le Centre-Sud du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest)

*Petrographic and geochemical constraints of the Kombissiri leptynites in South-Central Burkina Faso (West Africa)*

Oussény SOURGOU<sup>1</sup>, Adama Ouédraogo YAMEOGO<sup>2</sup>, Hermann ILBOUDO<sup>1\*</sup>, Seydoux Abraham TRAORE<sup>1</sup>, Séta NABA<sup>1</sup>

1. Université Joseph KI-ZERBO. UFR/ SVT. Département des Sciences de la Terre. Laboratoire de Géosciences et Environnement. B.P. 848 Ouagadougou 09. Burkina Faso \*(hermannilboudo@gmail.com).

2. Université Norbert ZONGO. B.P. 376 Koudougou.

**Résumé.** Les leptynites de Kombissiri au Centre-Sud du Burkina Faso sont des roches de relativement haut degré de métamorphisme qui sont incorporées au sein des ceintures de roches vertes Birimiennes. Les données pétrographiques et géochimiques indiquent que ces leptynites ont un caractère métalumineux à légèrement peraluminous et faiblement potassique. Les protolithes des différents faciès de leptynites sont des trondhjemites, des granodiorites ou des granites. Ces données montrent aussi que les protolithes se sont mis en place par différenciation et refroidissement d'un magma ayant évolué par diapirisme dans un contexte de raccourcissement régional. La présence du grenat dans la paragenèse métamorphique indique que le degré de métamorphisme a atteint le faciès des amphibolites. Par la suite, les roches ont subi une rétromorphose dans le faciès des schistes verts. Dans l'ensemble, les formations leptynitiques sont orientées suivant la direction NE-SW qui est également la direction d'allongement locale des ceintures de roches vertes birimiennes dans la zone d'étude. La foliation mesurée dans les leptynites est majoritairement orientée suivant la direction NE-SW.

**Mots clés :** Kombissiri, leptynites, protolith, métamorphisme.

**Abstract.** The Kombissiri leptynites in South-Central Burkina Faso are rocks of a relatively high degree of metamorphism that are incorporated within the Birimian greenstone belts. The petrographic and geochemical data indicate that these leptynites have a metaluminous to slightly peraluminous and weakly potassic structure. The protoliths of the different facies are trondhjemites, granodiorites or granites. These data also show that these protoliths were emplaced by differentiation and cooling of magma that evolved by diapirism in regional shortening setting. The presence of garnet in the metamorphic paragenesis indicates that the degree of metamorphism has reached the amphibolites facies. Subsequently, the rocks have experienced retrograde condition in the greenschist facies. Overall, the leptynite formations strike NE-SW corresponding to the Birimian greenstone belts direction in the study area. The foliation is dominantly in NE-SW direction.

**Keywords:** Kombissiri, leptynites, protolith, metamorphism.

### Abridged English Version

In the Kombissiri area located in the central portion of Burkina Faso at about 40 km of Ouagadougou (Fig. 1a), leptynites outcrop in two entities over 300 m wide and 500 m length. The current study, based on field investigation with systematic sampling over 2 km grid (Fig. 2) supported with analytical data obtained from whole rock assay by ICP-MS and ICP-AES method, highlights the following results

### Petrography

The rocks are crossed cut by aplite pegmatite, quartz-feldspar veins, including ptygmatic folding. Two main facies were recognized regarding the abundance of ferromagnesian. The pink facies (Fig. 3a) with ferromagnesian mineral up to 10 vol.%; and light grey facies (Fig. 3b) with ferromagnesian ~35 vol.% and containing comagmatic biotite rich enclaves. They are banded, fine to medium-grained size, with some evidences of silicification. Under microscope, the rock is granoblastic fine to medium grain in the pink facies and granoblastic coarse grained in the light grey facies, a mylonitic porphyroclastic texture is described in the shear zones. Quartz (about 35 vol.%) is recrystallized. Large quartz crystals

are often fractured and clogged by secondary quartz under polycrystalline shape clusters. The rare microcline species are preserved whilst plagioclase, which is the most abundant (45 vol.%) breaks into white micas (muscovite, sericite), quartz, epidote ±carbonate. Porphyroblasts are made up of plagioclase that developed over a quartz-muscovite-epidote-chlorite matrix (Fig. 3e and f). The latter presents micro fractures filled with quartz or white micas. Ferromagnesian are biotite and amphibole overturned into chlorite and epidote, occur as clusters of flakes. Opaque minerals are euhedral and disseminated in places.

From detail observation, three types of metamorphism can be highlighted (i) local amphibolite metamorphism implying by garnet±amphibole paragenesis, (ii) regional metamorphism from the greenschist facies with development of chlorite-epidote under retrograde condition from amphibole, biotite and garnet (Fig. 4b), (iii) hydrothermal metamorphism with formation of carbonates- quartz-white mica-epidote, associated with primary mineral along microfractures. The garnet is sub-euhedral automorphic, poikilitic and cracked (Fig. 4a) that turns into epidote at its edge and the filling of cracks by secondary quartz (kelyphitization).

### Geochemistry

Geochemically, major elements (Tab. 1) show a similarity between the two leptynites; they are orthoderivated and sub alkaline (Figs. 6 and 7) with  $\text{SiO}_2$  (64-75 wt.%), and  $\text{K}_2\text{O}$  (1-4%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (11-16 wt.%),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (3-5 wt.%),  $\text{MgO}$  (1-3 wt.%),  $\text{TiO}_2$  (0.3-0.4 wt.%) and  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.02-0.3 wt.%) relatively high in the light grey facies. Both belong to I- type granite and are metaluminous to peraluminous (Cox *et al.* 1979, Liégeois 1988) (Fig. 6a).

Examination of the trace elements (Tab. 1) shows that the Kombissiri leptynites are enriched in Sr and Ba and depleted in Ta and Nb, suggesting good distribution of feldspars and interaction between the different mineral phases. This allows considering the idea of a common basic magmatic source that evolved by differentiation. The leptynites show relatively high contents of LREE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) (1.2 wt.% < LREE < 116 wt.%) compared to HREE (Lu, Yb, Tm, Er, Ho, Dy, Tb, Gd.) (0.02 wt.% < HREE < 31.5 wt.%). This suggests a good fractionation of the rare earth spectra excepted sample KA02 (Fig. 8a).  $(\text{La/Yb})_{\text{N}}$  ~ 5.42 - 34.3 and  $(\text{Gd/Yb})_{\text{N}}$  ~ 1.96 - 6.1 confirm lack of HREEs in comparison with LREEs. This deficit characterizes adakites and could reflect the presence of garnet and hornblende in the protolith (Martin 1999). The lack of Eu anomaly ( $\text{Eu/Eu}^* \sim 0.86 - 1.04$ ) and Ga positive anomaly can be explained by low plagioclase fractionation and high temperature conditions during the

metamorphism. The MORB-normalized multi-element spidergram (Sun & McDonough 1989) shows discordant and slightly parallel profiles of some HREE (Ti, Dy, Yb, Lu) (Fig. 8b) with high concentration of LILE compared to HFSE. These profiles are enriched in Cs, interrupted by Nb, Ti, P, and Th negative anomaly and K, Pb, Nd, Pr, Ba and U positive anomaly. From one profile to another, some elements show different anomalies. This is the case for La, which presents a positive anomaly in the KA02 profile and negative in the other profiles and Zr, which presents a negative (KA14 and KA02) or positive (KA17) anomaly. Negative anomaly in Nb and Ti point out fractionation of titanite minerals and / or amphiboles, while the positive in La in the KA02 profile characterizes apatite and, zircon in the sample (Martin 1999). Furthermore, the high concentration of LILE indicates a very low hydrothermal fluids involvement during the metamorphism.

### Geodynamic evolution

Geotectonically, the Kombissiri leptynites plotted in syn- and post-collisional granite fields (Fig. 9a) or in the volcanic arc and intraplate granite fields (Fig. 9b and c). The different positions of leptynites in these diagrams, as well as, in classification diagrams (Cox *et al.* 1979, Liégeois 1988) clearly show that these leptynite formations probably derive from a common magmatic source that evolved by differentiation.

## INTRODUCTION

Le socle Paléoprotérozoïque de la dorsale de Manéo est constitué d'une part, de masse importante de formations cristallines composées de granitoïdes de nature Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG) et d'intrusions Paléoprotérozoïques et d'autre part, de formations cristallophylliennes constituées de ceintures de roches vertes et plutonites associées se trouvant en alternance dans les formations cristallines. Ces deux formations géologiques occupent près de 80 % du territoire du Burkina Faso (Naba 1999, Satran & Wenmenga 2002, Castaing *et al.* 2003a, Kagambéga 2005, Tapsoba *et al.* 2013). Dans les formations cristallophylliennes, les auteurs (Castaing *et al.* 2003a, Wenmenga & Affaton 2003, Ilboudo *et al.* 2009) définissent les leptynites comme étant des roches de haut degré de métamorphisme et disposées entre les ceintures de roches vertes birimien et les granitoïdes TTG Paléoprotérozoïques. De manière générale, les leptynites sont recoupées par les TTG et leurs âges radiométriques variables ( $2153 \pm 7$  Ma ;  $2182 \pm 3$  Ma,  $2156 \pm 3$  Ma), obtenus par les méthodes Pb-Pb, U-Pb sur zircons, (Boher *et al.* 1992, Castaing *et al.* 2003a, Tapsoba *et al.* 2013) confirment leur précocité par rapport à ces derniers. D'après Tshibubudze (2014), leur mise en place s'est produite au cours de l'événement Tangaén. Ce qui suggère que les transformations métamorphiques se sont effectuées antérieurement à l'orogenèse Eburnéenne et ont concerné des protolithes assez précocement mis en place. Des suggestions ont déjà été faites par rapport au contexte géotectonique et les processus pétrogénétiques de certaines formations leptynitiques. Celles-ci sont interprétées comme des produits de différenciation des volcanites basiques birimien dans un contexte de subduction (Castaing *et al.* 2003a) ou des produits différenciés d'un magma basique ayant évolué par diapirisme dans un contexte de raccourcissement régional (Soumaïla & Garba 2006, Lombo 2009, Yaméogo *et al.* 2020). Sur le plan structural, la zone d'étude est marquée par des dykes doléritiques de direction NW-SE qui recoupent la plupart des formations et structures. Les marqueurs de l'orogénèse

éburnéenne (D2) sont représentés par des structures de déformation souple telles que la schistosité et la foliation de direction NE-SW correspondant au raccourcissement crustal NW-SE (D2A) (Tshibubudze 2014), et des structures de déformation sub-cassante à cassante telles que le cisaillement senestre décrochant dominant et des filonnets de quartz syntectoniques correspondant au raccourcissement non coaxial NNW-SSE (D2B) (Tshibubudze 2014). La représentation cartographique à l'échelle du Burkina Faso montre que les leptynites affleurent généralement sous forme de bandes plutoniques allongées dans les parties centrales et orientales du pays. Dans la zone de Kombissiri, les leptynites font partie d'un ensemble plutonique et forment deux entités pétrographiques bien distinguées. La présente étude porte sur ces leptynites et a pour objectif de mettre en évidence les caractères pétrographiques et géochimiques afin de discuter des processus pétrogénétiques qui ont conduit à leur mise en place.

## CONTEXTE GEOLOGIQUE

La zone d'étude se situe dans le Centre-Sud du Burkina Faso (Fig. 1a) et couvre une superficie de  $6212 \text{ km}^2$ . A l'image de l'ensemble du domaine Baoulé-Mossi de la dorsale de Léo-Man, les formations de la zone d'étude sont majoritairement d'âge Paléoprotérozoïque. ( $1819 \pm 25$  Ma, obtenu par Wenmenga (1986) grâce à la méthode Rb/Sr,  $2177 \pm 5$  Ma,  $2153 \pm 7$  Ma et  $2140 \pm 6$  Ma par Castaing *et al.* (2003b) grâce à la méthode Pb-Pb sur Zircon). Ces formations Paléoprotérozoïques sont constituées de granitoïdes à dominance granodioritique, affectés par des intrusions granitiques de nature diverse qui occupent la majeure partie de la zone d'étude et de formations volcano-sédimentaires (métavolcanites, métasédiments) auxquelles sont associés des métaplutonites. Les formations volcano-sédimentaires sont constituées de basaltes amphibolitises et de volcanites intermédiaires à acides, développées en intercalations dans une série schisteuse comprenant des schistes et quartzites noirs, des quartzites à silicate d'alumine et des

grenatites fréquemment altérés. Les plutonites associés sont essentiellement des leptynites et granodiorites, des massifs de trondhjemite, des gneiss à amphibole et d'amphibolites à pyroxène. De petits corps gabbroïques et des ultrabasites s'observent également en intrusions dans les terrains volcano-sédimentaires ou en enclaves dans les formations plutoniques. Les formations volcano-sédimentaires sont concentrées dans la partie Est de la zone d'étude sous forme de bandes allongées NE-SW (Fig. 1b). Les leptynites sont prises en sandwich entre les volcano-sédiments et les granitoïdes ou se présentent sous forme de reliques dans les granitoïdes. Celles-ci sont affectées par des dykes de dolérites, des filons quartzo-pegmatitiques et de structures de déformation, telles que des fractures et des cisaillements de direction principale NE-SW qui représentent les ramifications de la zone de cisaillement majeur Tiébélé-Dori-Markoye ayant fonctionnée au cours de l'orogénèse Eburnéenne. Ces structures ont été mises en évidence grâce à l'imagerie aéromagnétique (Castaing *et al.* 2003b) qui est de plus en plus utilisée dans la description pétrographique et structurale des zones (Ouattara *et al.* 2014, Giovenazzio *et al.* 2018, Mezougane *et al.* 2019, Dao *et al.* 2022).

## MATERIEL ET METHODES

Le travail a été effectué en trois étapes : (i) l'échantillonnage, (ii) les analyses géochimiques et (iii) l'interprétation des résultats obtenus. L'échantillonnage a consisté en un prélèvement systématique de roche sur chaque deux kilomètres tant que les conditions d'affleurement le permettaient (Fig. 2). Cette procédure a permis de collecter 21 échantillons. Au laboratoire, deux lames minces ont

été systématiquement confectionnées pour chacun des 21 échantillons prélevés pour une étude détaillée au microscope polarisant.

Le choix des échantillons pour l'analyse géochimique sur roche totale a été guidé par les petites variations de composition minéralogique et structurale apparues lors des observations microscopiques. La relative homogénéité des lithofaciès a conduit à la sélection de 4 échantillons pour analyse sur roche totale au laboratoire de ALS Geochemistry-Burkina Sarl en Irlande qui s'est chargé de la pulvérisation des échantillons et des différentes préparations avant de procéder à des analyses par ICP-MS et ICP-AES. Pour les analyses par ICP-AES, un échantillon préparé (0,1 g) est ajouté au flux de borate de lithium bien mélangé et fondu dans un four à 1025 °C. La masse fondue résultante est ensuite refroidie et dissoute dans un mélange d'acide contenant des acides nitrique, chlorhydrique et fluorhydrique. La solution finale obtenue est analysée à l'ICP-AES et les résultats sont corrigés pour les interférences spectrales entre éléments. Pour les analyses par ICP-MS, la nature des éléments lithophiles et les matrices utilisées nécessitent des procédures de dissolution plus strictes pour obtenir des résultats très précis. (Voir [www.alsglobal.com](http://www.alsglobal.com). pour les détails).

## RESULTATS

### Caractères pétrographiques

#### Données minéralogiques et pétrographiques

Les leptynites sont exposées sur des surfaces de dimensions atteignant 300 m de large sur 500 m de long par endroits.

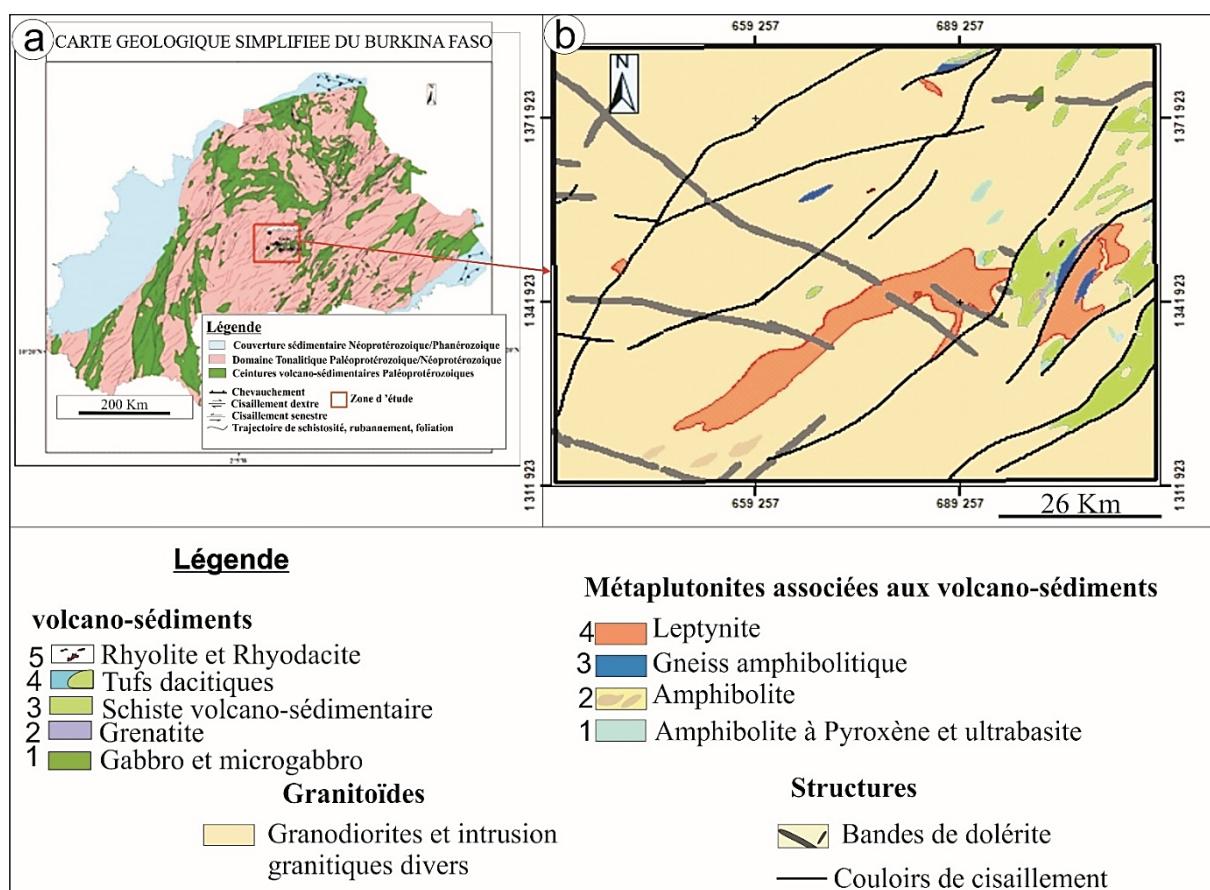


Figure 1. Présentation de la zone d'étude. (a) : localisation de la zone sur la carte géologique simplifiée du Burkina Faso d'après Castaing *et al.* (2003a); (b) : géologie de la zone d'étude.

Figure 1. Presentation of the study area. (a): location of the area on the simplified geological map of Burkina Faso, according to Castaing *et al.* (2003a); (b): geology of the study area.

Les formations sont recoupées par un réseau de filons aplo-pegmatitiques, quartzo-feldspathiques ou quartzitiques plus ou moins affectés par un plissement ptygmatisique. Deux principaux faciès ont été distingués suivant l'abondance des minéraux ferromagnésiens. Il s'agit du faciès rose (Fig. 3a), pauvre en minéraux ferromagnésiens (~ 10%) et du faciès gris clair (Fig. 3b), plus riche (~ 35%) et qui présente souvent des enclaves surmicassées. Macroscopiquement, les roches présentent une texture grenue à grain fin à moyen et souvent bien silicifiées avec un rubanement plus net dans le faciès rose. Au microscope, la texture varie du granoblastique isogranulaire avec un grain fin à moyen dans le faciès rose au granoblastique hétérogranulaire avec un grain grossier dans le faciès gris clair ou porphyroclastiques mylonitiques à ultramylonitiques dans les termes déformés aux alentours des zones de cisaillement. Les porphyroblastes sont des plagioclases moulés dans une matrice à quartz-muscovite-épidote-chlorite (Fig. 3e et f). Les minéraux ferromagnésiens sont essentiellement représentés par la biotite et l'amphibole. La biotite se présente en amas de paillettes dans le faciès gris clair et développe des trames brunes à noires par oxydation ou verdâtre par chloritisation ou par transformation en epidote tout comme l'amphibole, moins abondante, faiblement chloritisée et de taille plus importante qui est représentée par la hornblende verte. Les opaques, relativement abondants et généralement automorphes sont le plus souvent associés aux plagioclases, ou disséminés dans la roche. Le quartz qui est le minéral le plus abondant après le plagioclase (environ 35%), est recristallisé en sous grains et présente un aspect golfe dans certains cas. Il est parfois fracturé et colmaté par du quartz secondaire pouvant former des amas polycristallins. Les rares cristaux de microcline sont limpides alors que le plagioclase,

le plus abondant (environ 45%), se transforme en micas blancs (muscovite, séricite), quartz, epidote ou carbonate. Ce dernier présente également des micro-fractures remplies de quartz ou de micas blancs.

### Le métamorphisme

Les études pétrographique et minéralogique mettent en évidence trois types de métamorphisme : (i) métamorphisme local, (ii) métamorphisme régional dans le faciès des schistes verts, et (iii) métamorphisme hydrothermal. Le métamorphisme local est marqué par l'apparition du grenat et dans une moindre mesure, de l'amphibole, témoins du faciès des amphibolites dans la paragenèse. Le grenat est sub-automorphe, poécilitique et craquelé (Fig. 4a). Il est légèrement affecté par le phénomène de kelyphitisation marqué par le développement de l'épidote en bordure de celui-ci et le remplissage des fissures par du quartz secondaire. Le métamorphisme régional (faciès des schistes verts) est caractérisé par le développement de la chlorite et de l'épidote au détriment de l'amphibole, de la biotite et du grenat (Fig. 4b). La transformation du grenat en epidote est caractéristique du phénomène de rétromorphisme ayant affecté la roche (Wenmenga & Affaton 2003). Le métamorphisme hydrothermal est marqué par l'apparition de carbonates dans les différentes paragenèses et le développement de cristaux de quartz, de mica blanc et de l'épidote au sein des minéraux primaires ou dans les micro-fractures et espaces interstitielles entre minéraux primaires.

Un comptage de point réalisé sur les deux faciès et reporté sur le diagramme de Streckeisen (1976) indique que les leptynites sont des tonalites et des granodiorites (Fig. 5).

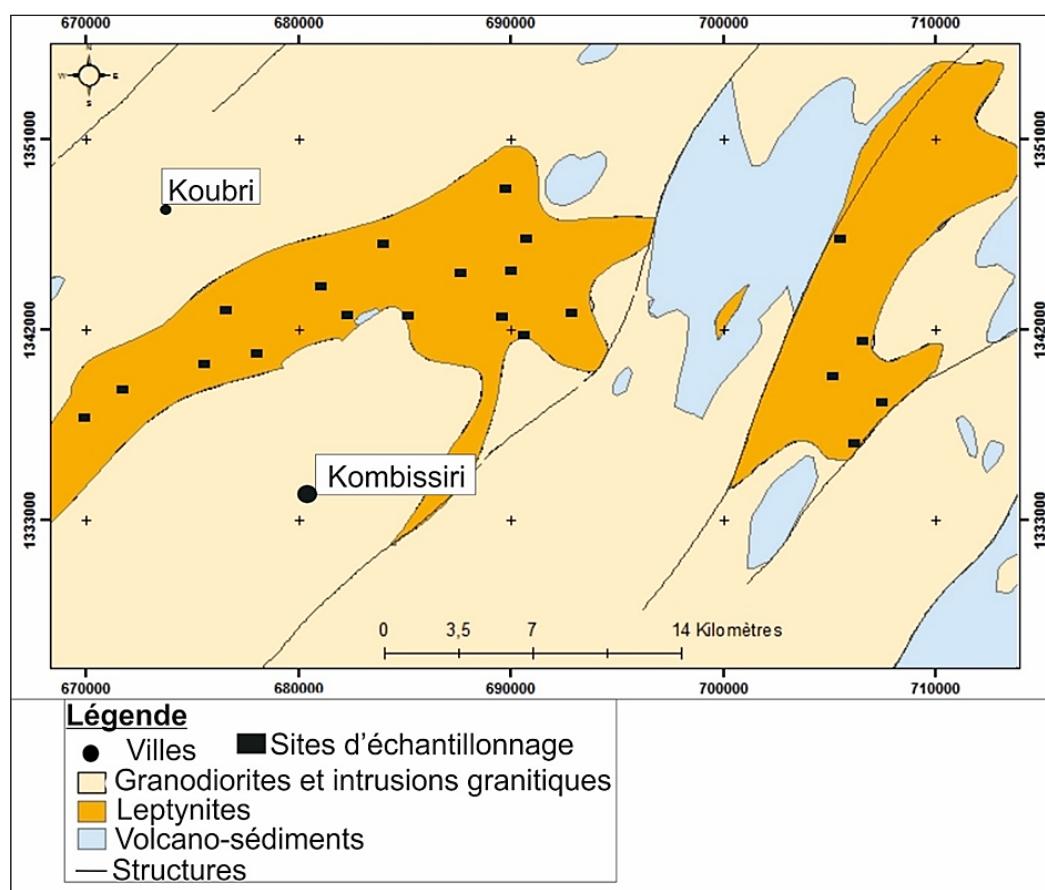


Figure 2. Sites d'échantillonages sur fond de carte géologique simplifiée de la zone d'étude (Castaing *et al.* 2003b).  
Figure 2. Sampling sites on the simplified geological map of the study area (Castaing *et al.* 2003b).

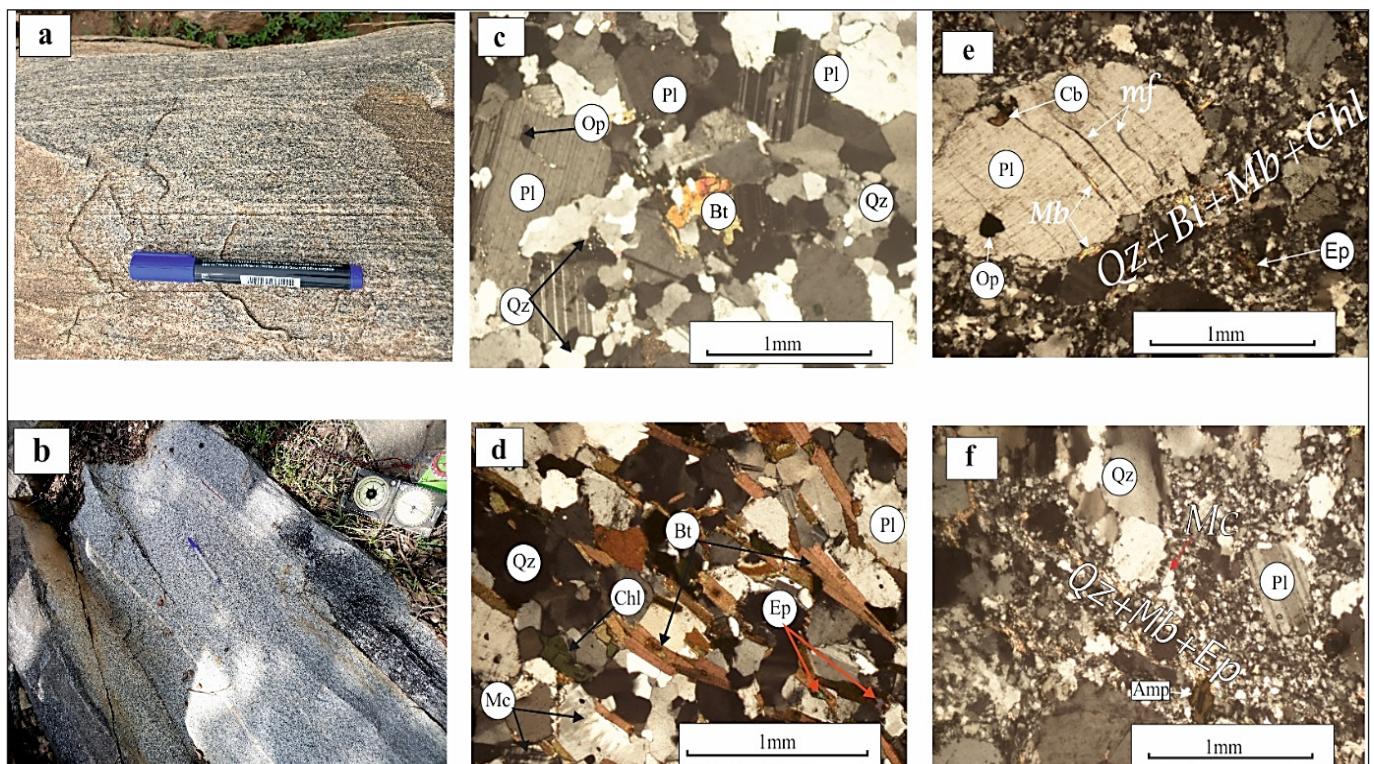


Figure 3. Vue macroscopique et microscopique des leptynites de Kombissiri : (a) faciès rose ; (b) faciès gris clair ; Pl : plagioclase ; Qz : quartz ; Ep : épidaite ; Op : opaque ; Cb : carbonate ; Mb : mica blanc.

Figure 3. Macroscopic and microscopic observation of the Kombissiri leptynites: (a) pink facies; (b) light gray facies. Pl: plagioclase; Qz: quartz; Ep: epidote; Op: opaque; Cb: carbonate, Mb: white mica.

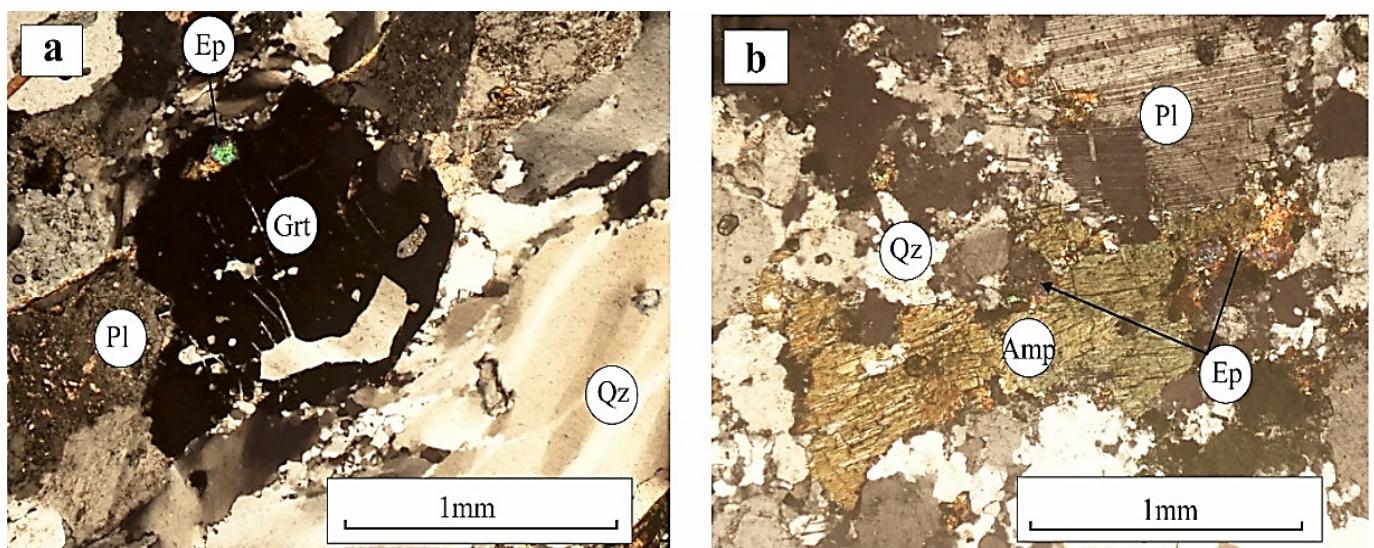


Figure 4. Vue microscopique des leptynites de Kombissiri. (a) : grenat fracturé et légèrement altéré ; (b) : amphibole en voie d'altération dans une leptynite grise ; Amp : amphibole (Hornblende verte) ; Bt : biotite ; Pl : plagioclase ; Mc : microcline ; Qz : quartz ; Ep : épidaite ; Op : opaque.

Figure 4: Microscopic view of Kombissiri leptynites. (a): fractured and weakly altered garnet; (b): altered amphibole within gray leptynite. Amp: amphibole (Green Hornblende); Bt: biotite; Pl: plagioclase; Mc: microcline; Qz: quartz; Ep: epidote; Op: opaque.

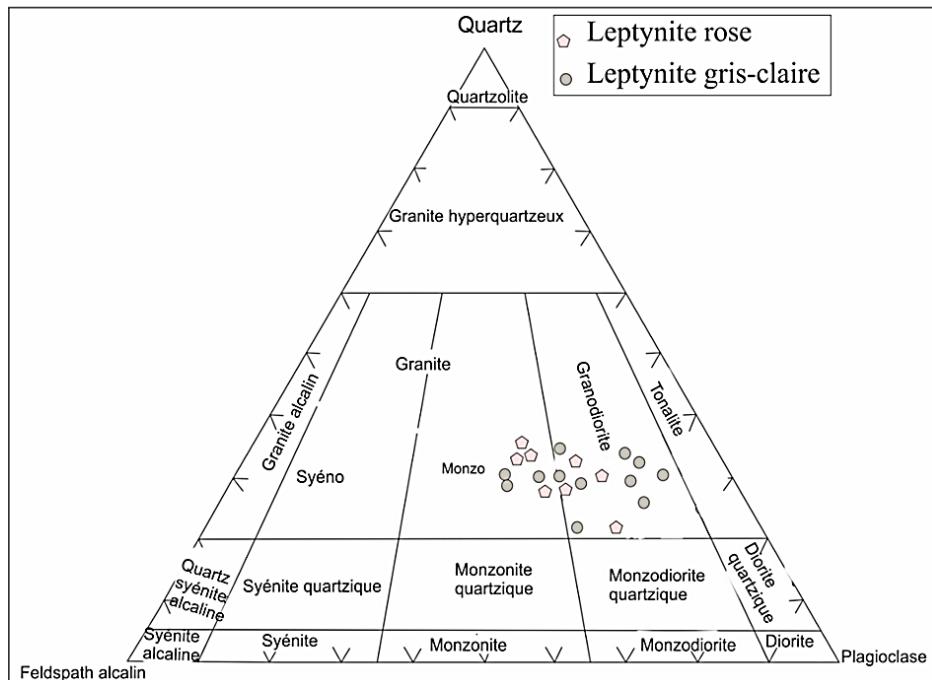


Figure 5. Diagramme Q-A-P (Streckeisen 1976) présentant la composition modale des leptynites de Kombissiri.  
*Figure 5. QAP diagram (Streckeisen 1976) showing the modal composition of the Kombissiri leptynites*

Les résultats des analyses géochimiques des majeurs (Tab. 1) montrent une similarité entre les deux faciès de leptynite. Ils sont fortement siliceux avec une teneur de  $\text{SiO}_2$  comprise entre 64 et 75 %, faiblement à moyenement potassiques ( $1 \leq \text{K}_2\text{O} \leq 4$ ) et alumineux ( $11 \leq \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 16$ ) avec des quantités en oxydes ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  et  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) légèrement plus fortes dans le faciès gris-clair (KA02 et KA14). Respectivement, dans le diagramme molaire A/CNK ( $[\text{Al}_2\text{O}_3]/[\text{CaO}] + [\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}]$ ) en fonction de la silice (Liégeois 1988) et dans le diagramme TAS (Total alkali-silica) (Cox *et al.* 1979), les leptynites de Kombissiri sont des granites de type I métalumineux à légèrement peralumineux (Fig. 6a) et exclusivement subalcalins (Fig. 6b).

Dans le diagramme de De la Roche (1965), les leptynites de Kombissiri ont des affinités avec les roches ignées plutoniques acides traduisant ainsi leur nature ortho dérivée (Fig. 7).

## 2. Les éléments traces et terres rares

L'examen des teneurs des éléments traces (Tab. 1) montre que les leptynites de Kombissiri sont riches en Sr et Ba mais globalement pauvres en Ta et Nb. Ces résultats traduisent respectivement une bonne distribution des feldspaths et des interactions entre les différentes phases minérales. Ces aspects montrent que le magma a subi un fractionnement et permettent d'envisager l'idée d'une source magmatique basique commune ayant évolué par différenciation. Ces formations leptynitiques présentent des teneurs relativement élevées en LREE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) ( $1,2 < \text{LREE} < 116$ ) par rapport aux HREE. Ce qui se traduit par un bon fractionnement des spectres de terres rares hormis celles de l'échantillon KA02 (Fig. 8a). Les rapports  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  et  $(\text{Gd}/\text{Yb})$  varient respectivement entre 5,42 et 34,3 et entre 1,96 et 6,1 et confirment un déficit des HREE par rapport aux LREE. Le déficit des HREE est caractéristique des adakites et serait le reflet de la présence du grenat et de la hornblende dans les résidus du protolith (Martin 1999). L'anomalie quasi

absente en Eu ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  de 0,86 à 1,04) et la légère anomalie positive en Ga s'explique d'une part, par le fractionnement peu important des plagioclases et d'autre part, par les conditions de haute température de métamorphisme. Le spidergramme multi éléments normalisé aux MORB d'après Sun & McDonough (1989) des leptynites étudiées présente des profils discordants et légèrement parallèles de certains HREE (Ti, Dy, Yb, Lu) (Fig. 8b) avec une concentration assez importante en LILE par rapport aux HFSE. Ces profils sont enrichis en Cs, interrompus par des anomalies négatives en Nb, Ti, P, et Th et des anomalies positives en K, Pb, Nd, Pr, Ba et U. D'un profil à l'autre, certains éléments présentent des comportements différents. C'est le cas de La qui présente une anomalie positive dans le profil KA02 et discrètement négative dans les autres profils, et de Zr qui présente une anomalie discrète (KA20) à négative (KA14 et KA02) ou positive (KA17). Les anomalies négatives en Nb et Ti traduisent un fractionnement des minéraux titanés et /ou les amphiboles tandis que l'anomalie positive en La dans le profil KA02 traduit une absence de fractionnement des minéraux accessoires (apatite, zircon) dans l'échantillon (Martin 1999). Par ailleurs, la concentration assez importante en LILE traduit le fait que le métamorphisme se serait déroulé avec peu ou pas de circulation de fluides hydrothermaux.

## Contexte géotectonique de mise en place des leptynites de Kombissiri

Dans les diagrammes géotectoniques, les leptynites de Kombissiri se positionnent essentiellement dans les champs des granites syn.-collisionnels et post-collisionnels (Fig. 9a) ou dans les champs des granites d'arc volcaniques et des granites intraplaques (Fig. 9b et c).

Les différentes positions des leptynites dans ces diagrammes, ainsi que dans les diagrammes de classification (Cox *et al.* 1979, Liégeois 1988) montrent clairement que ces formations leptynitiques dérivent vraisemblablement d'une source magmatique commune ayant évolué par différenciation.

## Caractères géochimiques

### Classification des leptynites de Kombissiri

#### 1. Les éléments majeurs

Tableau 1. Résultats d'analyses géochimiques des oxydes (%), des traces et des terres rares (ppm) des leptynites de Kombissiri.

Table 1. Results of geochemical analyzes of oxides (%), traces and rare earths (ppm) of Kombissiri leptynites.

Échantillons	KA 02	KA 14	KA 17	KA 20
Faciès	Gris clair	Gris clair	Rose	Rose
SiO <sub>2</sub>	74,9	64,2	72,4	71,9
TiO <sub>2</sub>	0,3	0,4	0,1	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,9	14,9	15,05	15,6
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,02	4,2	1,1	1,5
MnO	0,1	0,08	0,03	0,03
MgO	1,04	2,2	0,3	0,5
CaO	2,4	3,7	1,9	2,7
Na <sub>2</sub> O	3,5	4,4	5,3	5,9
K <sub>2</sub> O	1	3,06	2,08	1,3
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,2	0,05	0,05
LOI	0,4	0,5	0,5	0,2
Total	98,7	98,06	99,07	100,1
Ba	634	1300	972	741
Cr	<10	70	10	20
Cs	25,2	3,67	2,43	0,72
Ga	22,4	16,9	20,6	19,6
Ge	<5	<5	<5	<5
Hf	8,6	3,1	2	2,7
Nb	18,4	5,7	5,7	2,1
Rb	73,1	100	70,8	28,3
Sn	4	<1	<1	<1
Sr	202	869	1095	1520
Ta	7,1	0,1	0,7	<0,1
Th	2,52	4,77	3,95	2,98
U	19,8	1,91	5,51	1,04
V	5	79	12	22
W	<1	<1	<1	<1
Y	102	10,7	6,3	3,7
Zr	321	130	62	87
As	0,1	0,2	<0,1	<0,1
Bi	0,06	0,06	0,07	0,02
Hg	<0,005	<0,005	<0,005	<0,005
In	0,1	0,005	0,01	0,007

Échantillons	KA 02	KA 14	KA 17	KA 20
Faciès	Gris clair	Gris clair	Rose	Rose
Re	0,005	<0,001	<0,001	<0,001
Sb	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Se	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2
Te	0,01	0,01	<0,01	<0,01
Tl	0,33	0,36	0,04	0,05
Ag	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Cd	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Co	<1	13	1	1
Cu	<1	58	1	<1
Li	120	30	20	20
Mo	1	<1	<1	<1
Ni	1	23	<1	1
Pb	4	16	17	15
Sc	12	8	1	2
Zn	168	75	40	45
Th/Nb	0,13	0,83	0,69	1,41
La	74,6	31,9	5,7	11,7
Ce	115,5	63,3	11,1	23,1
Pr	24,7	7,62	1,41	3
Nd	110	28,1	5,5	11,9
Sm	27,8	5	1,21	2,36
Eu	7,82	1,43	0,36	0,69
Gd	31,5	3,61	1,34	1,74
Tb	4,84	0,44	0,16	0,17
Dy	27,1	2,23	1,05	0,8
Ho	5,06	0,39	0,18	0,11
Er	11,7	1,07	0,54	0,33
Tm	1,46	0,14	0,09	0,02
Yb	9,28	0,95	0,55	0,23
Lu	1,25	0,12	0,06	0,02
Σ REE	452,61	146	29,3	56,17
(La/Yb) <sub>N</sub>	5,42	22,6	6,99	34,3
Eu/Eu*	0,81	1,03	0,86	1,04

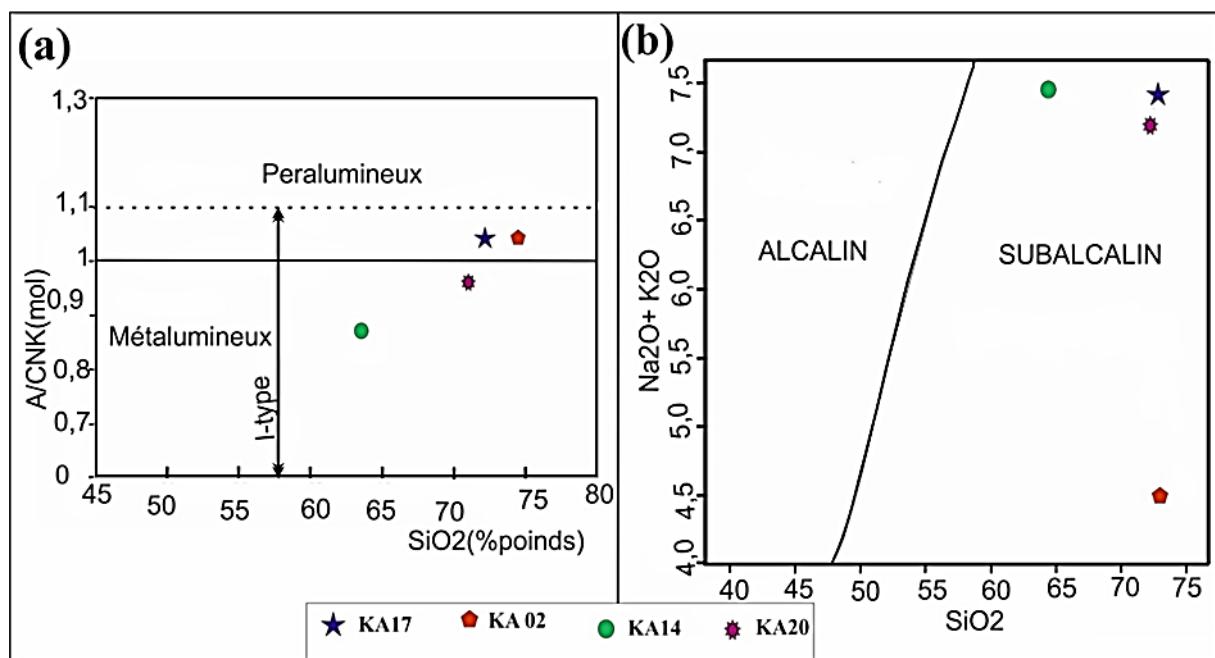


Figure 6. Diagrammes de classification des leptynites de Kombissiri. (a) : rapport molaire A/CNK ( $[Al_2O_3]/([CaO]+[Na_2O]+[K_2O])$ ) versus  $SiO_2$  (Liégeois 1988) ; (b) : TAS (%  $Na_2O+K_2O$  vs.  $SiO_2$ ) (Cox *et al.* 1979).

Figure 6. Classification diagrams of the Kombissiri leptynites. (a):  $A/CNK$  molar ratio ( $[Al_2O_3]/([CaO]+[Na_2O]+[K_2O])$ ) versus  $SiO_2$  (Liégeois 1988); (b): TAS (%  $Na_2O+K_2O$  vs.  $SiO_2$ ) (Cox *et al.* 1979).

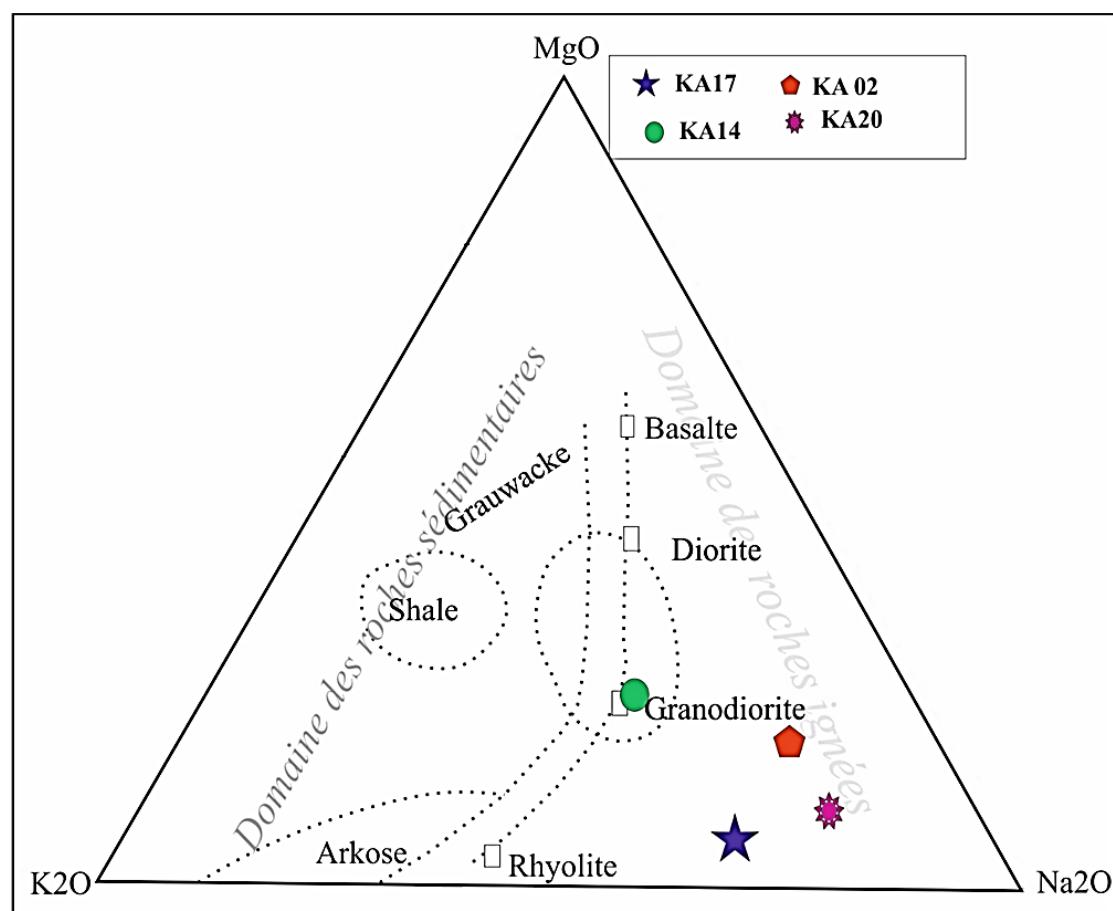


Figure 7. Diagrammes MgO-K<sub>2</sub>O-Na<sub>2</sub>O (De la Roche 1965) indiquant une source ignée des formations leptynitiques de Kombissiri.

Picture 7.  $MgO-K_2O-Na_2O$  ternary plot (De la Roche 1965) indicating an igneous source of the Kombissiri leptynite formations.

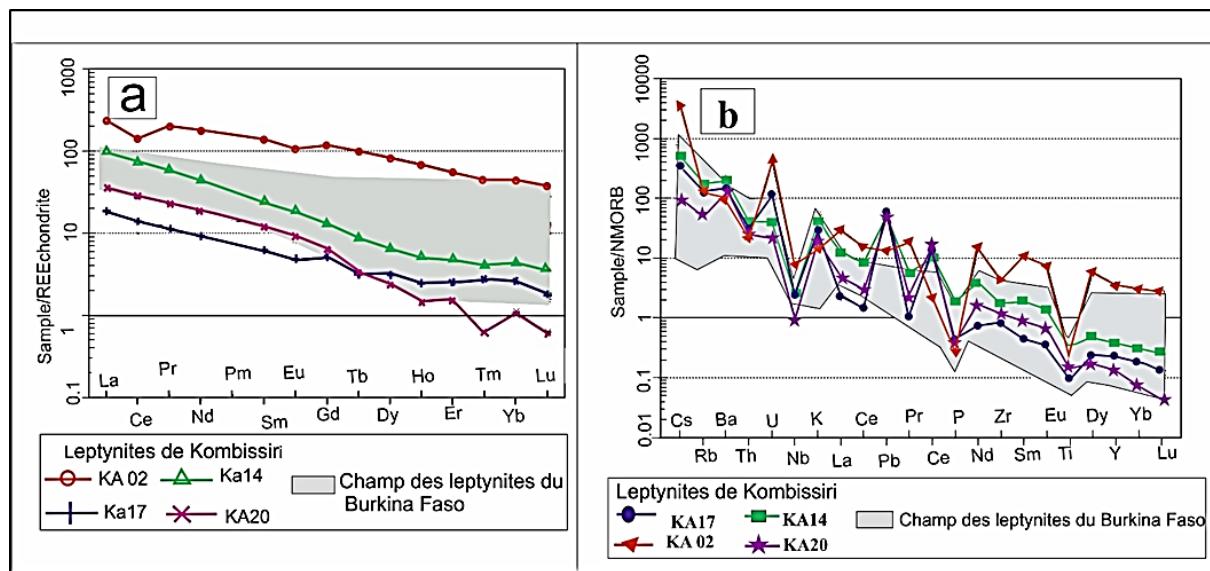


Figure 8. Eléments traces. (a) : évolution des spectres des leptynites de Kombissiri, superposés au champ défini par les spectres des leptynites de Kaya, Koudougou et Ouagadougou (Boyton 1984) ; (b) : Spectre multi-élémentaire normalisé aux NMORB des leptynites de Kombissiri (Sun & McDonough 1989).

Figure 8. Trace elements. (a): evolution of leptynite spectra from Kombissiri on the face of the leptynite field from Kaya, Koudougou and Ouagadougou (Boyton 1984); (b): NMORB-normalized multi- element spectrum of the Kombissiri leptynites (Sun & McDonough 1989).

## DISCUSSION

Les leptynites de Kombissiri ont subi un métamorphisme de haut degré marqué par la présence du grenat dans la paragénèse. Celles-ci présentent deux faciès (gris clair et rose) à rubanement plus ou moins net avec des quantités importantes en plagioclase et quartz, et des quantités moins importantes en microcline, biotite et hornblende. En s'appuyant sur les différents diagrammes de classifications utilisés, ces deux faciès de leptynite sont des formations orthoderivées apparentées à des tonalites/trondhjemites ou à des granodiorites/granites de la première phase de granitisation paléoprotérozoïque (Lombo *et al.* 2010). Les différents spectres des terres rares indiquent des profils qui s'écartent légèrement du champ des leptynites précédemment étudiées par Castaing *et al.* (2003a) et Ilboudo *et al.* (2009) (Fig. 8a et b) (Boyton 1984, Sun & McDonough 1989). Ce qui témoigne donc de la large gamme de leptynite au Burkina Faso. Leurs caractères géochimiques font remarquer que celles-ci ont connu un enrichissement variable en terres rares légères. Cet enrichissement variable en terres rares légères suggère qu'elles ont été mises en place dans des conditions variables. Deux types de leptynites peuvent donc être définis : les leptynites très acides ( $\text{SiO}_2 \geq 74\%$ ) et les leptynites intermédiaires à acides ( $\text{SiO}_2 \sim 64-72,5\%$ ). Les leptynites très acides (faciès gris clair tonalitique ; KA02) sont d'affinité calco-alcaline ( $\text{FeO}/\text{MgO} = 2,90$ ), pauvres en potassium ( $\text{K}_2\text{O} = 1\%$ ) et en alumine ( $\text{Al}_2\text{O}_3 < 12\%$ ). Elles sont riches en terres rares lourdes ( $\text{Yb} = 9,28 \text{ ppm}$ ) pour un rapport ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ ) élevé ( $= 2,73$ ) conduisant à un spectre peu fractionné. Ces leptynites, qui présentent le même contexte géotectonique de mise en place que les granitoïdes intraplaques océaniques ou du manteau fractionné (Fig. 9a, b et c) avec un spectre de terres rares relativement plat seraient le produit de différenciation d'un magma basique ou ayant connu la participation locale d'un « constituant » métasédimentaire (Castaing *et al.* 2003a). Les leptynites intermédiaires à acides (faciès roses ; KA20 et KA17 et un échantillon du faciès gris clair ; KA14)

présentent une tendance trondhjemite et seraient issues de la différenciation d'un magma intermédiaire. Ces leptynites sont riches en Sr ( $= 869-1520 \text{ ppm}$ ) et pauvres en terres rares lourdes (ex.  $\text{Yb} = 0,23-0,95 \text{ ppm}$ ) avec des rapports ( $\text{Gd}/\text{Yb}$ ) plus ou moins élevés ( $= 1,96-6$ ) indiquant un bon fractionnement des terres rares. Le contexte géodynamique est celui des granitoïdes syn-collisionnels, post-collisionnels ou d'arc volcaniques (Batchelor *et al.* 1985, Pearce 2008) (Fig. 9a, b et c). Cependant, leur caractère métalumineux exclut la collision (Kagambéga *et al.* 2004). Par ailleurs, Castaing *et al.* (2003b) définissent également les deux types de leptynite dans la zone de Ouagadougou et Kaya. L'un est proche des adakites ou les TTG archéens avec des spectres plus fractionnés (leptynites intermédiaires à acides) et l'autre proche des basaltes, légèrement enrichi en terres rares lourdes et très peu fractionné (leptynites très acides). Cependant, des réserves sont à émettre quant à leur réelle affinité avec les coulées basaltiques tholéïtiques. En somme, les leptynites de Kombissiri, tout comme les leptynites précédemment étudiées, semblent être très peu probable, des granitoïdes intraplaques océaniques ou probablement des granitoïdes mis en place dans un contexte d'arc volcanique (subduction) (Fig. 9d). Les protolithes des leptynites étant clairement des granitoïdes précoces (granitoïdes rubanés à amphibole) (Kagambéga *et al.* 2006), l'hypothèse selon laquelle la mise en place des granitoïdes précoces procède essentiellement par différenciation et refroidissement d'un magma ayant évolué par diapirisme dans un contexte de raccourcissement régional semble probable (Vidal *et al.* 1996, Lombo 2001, Kagambéga *et al.* 2004, Soumaila *et al.* 2004, Pawlig *et al.* 2006, Lombo 2009, Vidal *et al.* 2009, Yaméogo *et al.* 2020).

## CONCLUSION

Les leptynites de Kombissiri qui présentent deux faciès pétrographiques (faciès rose et faciès gris clair) sont orthoderivées avec une composition minéralogique dominée par le quartz et le plagioclase et la biotite dans une moindre mesure (Faciès gris clair). Le métamorphisme a atteint le

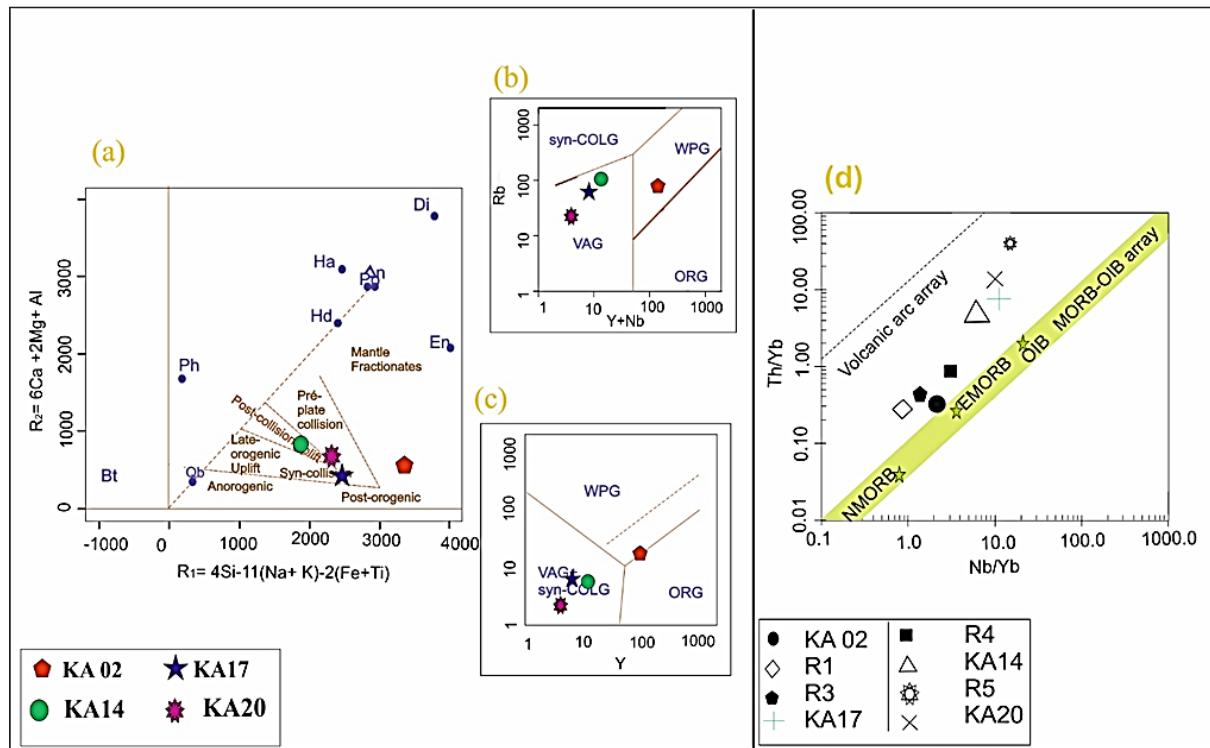


Figure 9. Position des leptynites de Kombissiri (a, b et c) et de quelques leptynites du Burkina Faso (d) dans les diagrammes géotectoniques. (a) : diagramme R1-R2 (Batchelor *et al.* 1985), (b et c) : diagramme Y-Nb et Y+Nb-Rb (Pearce *et al.* 1984) ; (d) : diagramme Nb/Yb-Th/Yb (Pearce 2008).

Figure 9: Position of the Kombissiri leptynites (a, b and c) and some leptynites of Burkina Faso in geotectonic diagrams. (a): R1-R2 diagram (Batchelor *et al.* 1985), (b and c): Y-Nb and Y+Nb-Rb diagrams (Pearce *et al.* 1984); (d): Nb/Yb-Th/Yb diagram (Pearce 2008).

faciès des amphibolites avec l'apparition du grenat et de l'amphibole dans la paragenèse. Tout comme les leptynites du Burkina Faso, les protolithes des leptynites de Kombissiri sont des granitoïdes précoce de type TTG définis dans le domaine Paléoprotérozoïque de la dorsale de Man-Léo et dont la mise en place se serait effectuée par différenciation et refroidissement d'un magma ayant évolué par diapirisme dans un contexte de raccourcissement régional.

## REMERCIEMENTS

Ce travail est une partie du projet de thèse de Doctorat du premier auteur Oussény Sourgou. Il a bénéficié du support financier et logistique du Ministère en charge de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique et de l'Innovation à travers le Programme d'Appui à l'Enseignement Supérieur (PAES). Nous remercions vivement les rapporteurs de l'article pour leur évaluation pertinente ayant conduit à une amélioration significative du manuscrit.

## REFERENCES

Batchelor B. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48, 43–55.

Boher M., Abouchami W., Michard A. *et al.* 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research*, 97, 345–369.

Boynton W. V. 1984. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. *Developments in Geochemistry*, 63–114.

Castaing C., Billa M., Milesi J.P. *et al.* 2003a. *Notice explicative de la carte géologique et minière à 1/1 000 000<sup>e</sup> du Burkina Faso*. Edition du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orleans, France, 147 p.

Castaing C., Chevremont P., Donzeau M. *et al.* 2003b. *Notice explicative de la carte géologique du Burkina Faso à 1/200000 ; feuille de Ouagadougou*. Edition du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orleans, France, 80 p.

Cox K.G., Bell J.B., Pankhurst R.J. *et al.* 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. *Allen and Unwin, London*, 450 p.

Dao R.A.I., Ilboudo H. & Naba S. 2022. Nouvelles données lithologiques et structurales du secteur de Nindangou dans le prolongement Est de la ceinture de Goren (Burkina Faso-Afrique de l'Ouest). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre*, 44, 93–103.

De La Roche H. 1965. Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées lychonnaises. *Géologische Rundschau*, 55, 274–275.

Giovenazzo D., Séjourné S., Hein K.A.A. *et al.* 2018. *Notice explicative de la carte de synthèse géologique, structurale et des substances minérales du Burkina Faso à l'échelle 1/1000000*. Edition Effigis Geo-Solution inc., Canada, 55 p.

Ilboudo H. & Wenmenga U. 2009. Note Préliminaire sur un indice de Minéralisations sulfurées associées aux formations leptynitiques du Centre-Est du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). *Bulletin de l'Institut Scientifique, Section Sciences de la Terre*, 31, 9–20.

Kagambèga N. 2005. *Typologie des granitoïdes paléoprotérozoïques du Burkina : cas des granitoïdes de Pô*. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Université Cheick Anta Diop, Dakar, Sénégal, 200 p.

Kagambèga N., Lombo M., Diallo D.P. *et al.* 2004. Les granitoïdes paléoprotérozoïques du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest) : Caractères pétrologiques. *Journal of Science*, 4 (3), 81–96.

Kagambèga N., Lombo M., Naba S. *et al.* 2006. Caractère magmatique des granitoïdes rubanés de Pô (Burkina Faso -Afrique de

l'Ouest) : Problème des migmatites paléoprotérozoïques. *Annales de l'Université de Ouagadougou - Série C*, 1–24.

Liégeois J.-P. & Black R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Iforas (Mali). *The Geological Society of London, Special Publications*, 30(1), 381–401.

Lompo M. 2010. Paleoproterozoic structural evolution of the Man-Leo Shield (West Africa). Key structures for vertical to transcurrent tectonics. *Journal of African Earth Sciences*, 58, 19–36.

Lompo M. 2009. Geodynamic evolution of the 2.25–2.0 Ga Palaeoproterozoic magmatic rocks in the Man-Leo Shield of the West African Craton. A model of subsidence of an oceanic plateau (Eds.). Paleoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. *Geological Society of London, Special Publications*, 323(1), 231–254.

Lompo M. 2001. *Le paléoprotérozoïque (Birimien) du Burkina Faso, Afrique de l'Ouest : Evolution crustale et concentration aurifère*. Mémoire H.D.R., Université Paul Sabatier, Toulouse III, France, UMR 5563, 135 p.

Martin H. 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46 (3), 411–429.

Mezougane H., Aissa M., Moussaid A. *et al.* 2019. Analyse et interprétation des données magnétiques au sol du secteur NNE d'Achemmach (Maroc central). *European Scientific Journal*, 30, 439–463.

Naba S. 1999. *Structure et mode de mise en place de pluton granitique emboité : Exemple de l'alignement plutonique Tenkodogo-Yamba dans l'Est du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest)*. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Université Cheick Anta Diop de Dakar, Sénégal, 209 p.

Ouattara G. & Koffi B.G. 2014. Typologie des granitoïdes de la région de Tiassalé (Sud de la Côte d'Ivoire -Afrique de l'Ouest) : Structurologie et Relations Génétiques. *Afrique Science*, 10(2), 258–276.

Pawlak S., Gueye M., Klischies R. *et al.* 2006. Geochemical and Sr-Nd isotopic data on the Birimian of the Kedougou-Kenieba Inlier (Eastern Senegal) : implications on the Palaeoproterozoic evolution of the West African Craton. *South African Journal of Geology*, 109(3), 411–427.

Pearce J.A., Harris N.B.W & Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.

Sattran V. & Wenmenga U. 2002. *Géologie du Burkina Faso/ Geology of Burkina Faso*. Czech Geological Survey, 136 p.

Soumaïla A. & Garba Z. 2006. Le métamorphisme des formations de la ceinture de roches vertes birimienne (paléoprotérozoïque) de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger, Afrique de l'Ouest). *Africa Geoscience Review*, 13(1), 107–128.

Soumaila A., Henry P. & Rossy R. 2004. Contexte de mise en place des roches basiques de la ceinture de roches vertes birimienoe de Diagorou-Darbani (Liptako, Niger, Afrique de l'Ouest) : plateau océanique ou environnement d'arc/bassin arrièrearc océanique. *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1137–1147.

Streckeisen A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12, 1–33.

Sun S.S. & McDonough W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for Mantle Composition and Processes. In: Saunders, A.D. & Norry M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society, London, Special Publications*, 313–345.

Tapsoba B., Ching-hua L., Wenmenga U. *et al.* 2013. Chemical and Sr – Nd Isotopic Compositions and Zircon U–Pb Ages of the Birimian Granitoids from NE Burkina Faso ,West African Craton : Implications on the Geodynamic Setting and Crustal Evolution. *Precambrian Research*, 224, 364–96.

Tshibubudze A. 2014. *Integrated strato-tectonic, U-Pb geochronology and metallogenetic studies of the Oudalan-Gorouol volcano-sedimentary Belt (OGB) and the Gorom-Gorom granitoid terrain (GGGT), Burkina Faso and Niger, West Africa*. Ph.D. thesis, University of the Witwatersrand, Johannesburg, 291 p.

Vidal M., Gumiaux C., Cagnard F. *et al.* 2009. Evolution of a Paleoproterozoic “weak type” orogeny in the West African Craton (Ivory Coast). *Tectonophysics*, 477, 145–159.

Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y. *et al.* 1996. Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2,2 Ga et 2 Ga : le style “archéen” des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte-d'Ivoire. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 167(3), 307–319.

Wenmenga U. & Affaton P. 2003. Origine du complexe gneissique paléoprotérozoïque du domaine Baoulé Mossi de la région de Kaya (Burkina Faso). *Journal of Mining and Geology*, 39(1), 11–20.

Wenmenga, U. 1986. *Pétrologie des ensembles lithologiques du Protérozoïque inférieur au Nord Est de Ouagadougou (Burkina Faso-Craton Ouest Africain). Etude pétrographique, géochimique et géochronologique*. Thèse d'Université de Clermont Ferrand II, France, 275 p.

Yaméogo A.O., Naba S. & Traoré S.A. 2020. Caractères pétrographiques et géochimiques des granitoïdes de la région de Dori au nord-est du Burkina Faso, Craton Ouest Africain. *Afrique Science*, 16(1), 375–395.

Manuscrit reçu le 16/05/2022  
 Version révisée acceptée le 26/12/2022  
 Version finale reçue le 28/12/2022  
 Mise en ligne le 29/12/2022