



Numéro spécial

Géologie et structure du gisement aurifère de Mobale à Kamituga: Contribution à l'étude du Supergroupe du Kivu

Geology and structure of Mobale gold deposit at Kamituga: A contribution to the study of the Kivu Supergroup

Guy Mawe ILOMBE¹, Yogolelo Mathurin MUKOKYA^{1,2}, Charles NZOLANG¹,
Christian Buzera KALIKONE¹, Espoir Mugisho BIRHENJIRA¹, Bibentyo Toussaint MUGARUKA¹,
Damien DELVAUX³

Abstract: A geological investigation of the Kibaran series of Kamituga (Kivu Supergroup) was carried out in the Mobale gold deposit at Kamituga with a cartographic, petrographic and structural approach. The petrographic analyses showed the existence of mesozonal metasediments (quartzite and metapelite) affected by a bimodal magmatism, first of dioritic and later of a granitic nature. Two deformation phases affect the metasediments: (D1) a first E-W folding with subhorizontal axis and axial-plane cleavage (S1) of presumed Kibaran age, and (D2) a second N-S folding with an axis moderately inclined towards the South. The latter could represent a Pan-African influence outside the Itombwe Synclinorium and would therefore be the first evidence, for a Pan-African folding affecting the Kibaran series.

Keywords: landslide, Kivu Supergroup, Kibaran belt, Petrography, Structure, Kamituga, Mobale

Résumé: Une étude géologique du Kibarien de Kamituga (Supergroupe du Kivu) a été réalisée sous une approche cartographique, pétrographique et structurale dans le dépôt aurifère de Mobale à Kamituga. Les analyses pétrographiques ont montré l'existence de métasédiments (quartzite et métapélite) du stade mésozonal, affectés d'un magmatisme bimodal, d'abord de nature dioritique, et ensuite granitique. Deux phases de déformation affectent les métasédiments: (D1) un premier plissement E-W à axe horizontal avec une schistosité de plan-axial, vraisemblablement d'âge kibarien et (D2) un second plissement N-S à axe modérément incliné vers le sud. Ce dernier pourrait représenter une influence Pan-Africaine hors du Synclinorium de l'Itombwe, et serait ainsi la première évidence d'un plissement Pan-Africain affectant les séries Kibariennes.

Mots clés: Supergroupe du Kivu, Chaîne kibarienne, Pétrographie, Structure, Kamituga, Mobale

INTRODUCTION

La chaîne Mésoprotérozoïque Kibarienne dans la région du Sud Kivu – Maniéma est l'une des régions les moins bien connues géologiquement d'Afrique Centrale, pour laquelle il n'existe pas de carte géologique complète à une échelle plus détaillée que celle de la carte géologique du Congo au 1/2.000.000 (LEPERSONNE, 1974; FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2017). Elle fait partie d'un ensemble de chaînes Mésoprotérozoïques d'Afrique Centrale, mieux étudiées à l'est du lac Kivu et au Katanga et correspond localement au Supergroupe du Kivu (FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2017).

¹ Université Officielle de Bukavu, Faculté des Sciences et Sciences Appliquées, RD Congo. Emails: ilombeg@gmail.com; nzolang@gmail.com; kalikchrist@gmail.com; mugishoespoir2000@gmail.com; toussaintbib@gmail.com

² Banro Congo mining S.A. Email: yogolelo@yahoo.com

³ Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren, Belgique. Email: damien.DELVAUX@africamuseum.be

Une grande partie de cette région est restée pendant longtemps difficile d'accès de par son éloignement, sa topographie, le manque de routes et la couverture végétale dense. Elle l'est toujours actuellement suite à l'insécurité chronique. Il y a bien eu des approches par télédétection (p.ex. LEFEVERE, 2003; VILLENEUVE & GUYONNET-BENAIZE, 2006) mais les études de terrain sont restées rares et localisées. Contrairement à autres régions de la R.D. Congo, où les unités géologiques sont assez bien définies et cartographiées, la région du Kivu-Maniema a surtout été explorée pour ses ressources minières, mais le cadre géologique et tectonique des minéralisations reste peu connu. La succession lithostratigraphique, le magmatisme et la structure de ce supergroupe ne sont connus que de manière très parcellaire, essentiellement près de la frontière avec le Rwanda et le long du lac Kivu.

Le site minier de Mobale dans la région de Kamituga (Figure 1) présente une opportunité d'étude détaillée d'une section de cette chaîne Kibarienne du Kivu-Maniéma (CAHEN, 1952a, 1952b; LEFEVERE, 2003). Cette région fait partie de la province aurifère qui s'étend de Twangiza (Sud-Kivu) à Namoya (Maniéma), à l'est de la RDC. La cité minière de Kamituga est localisée à 100 km au Sud-Ouest de Bukavu, dans la chaîne Kibarienne.

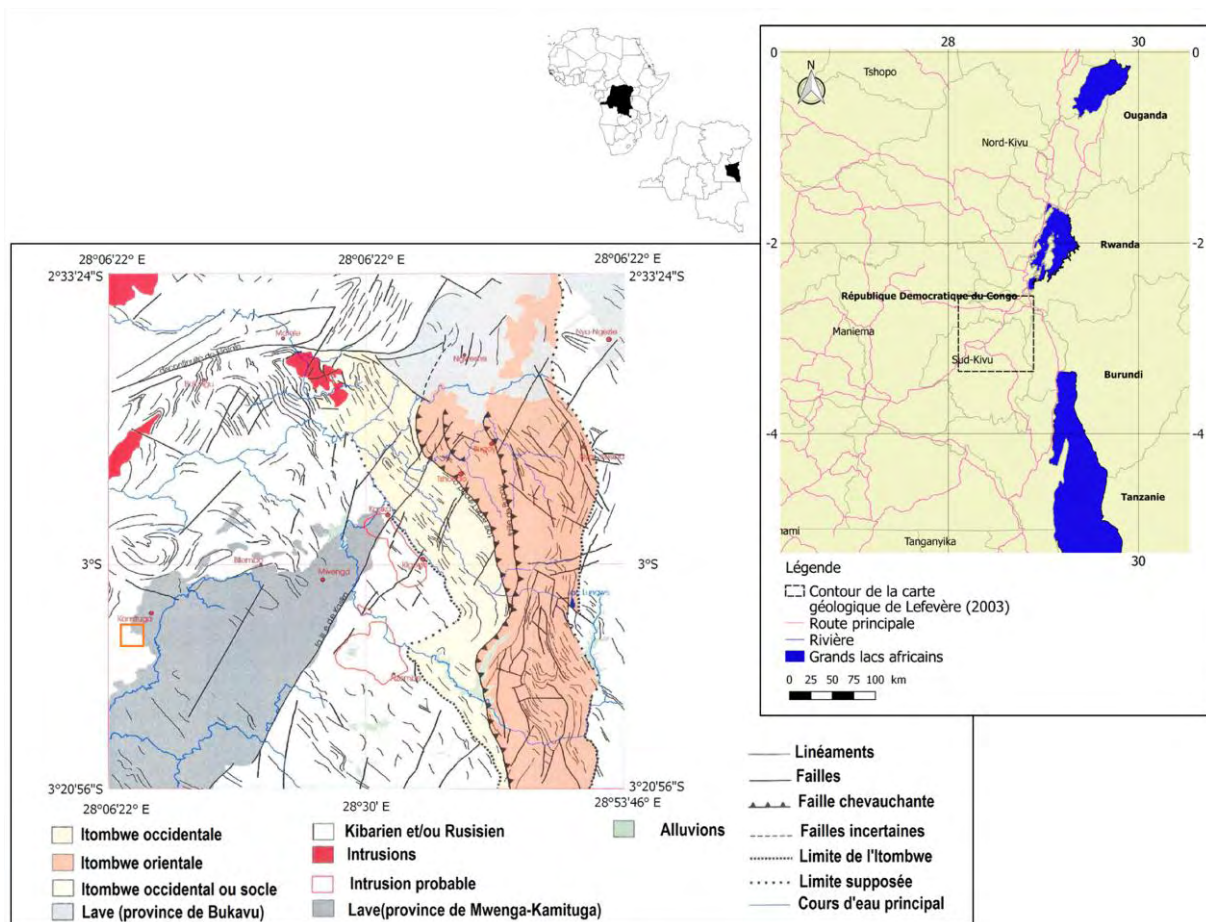


Figure 1: Localisation de la région de Kamituga (Figure 2) sur la carte géologique de la région dressée par LEFEVERE (2003).

Les connaissances acquises sur le gisement aurifère de Mobale proviennent principalement de travaux non publiés (OGER, 1992) ou de rapports produits par des géologues miniers pour le compte de leurs sociétés (CME & CO, 1997; BANRO CORPORATION, 2005). Des travaux ponctuels antérieurs visaient essentiellement la localisation des zones minéralisées à partir de la cartographie de surface ainsi que des forages diamantés d'exploration. Les renseignements sur ce gisement de Mobale sont donc fragmentaires et limités. Ce travail vise à mieux préciser le cadre géologique du gisement d'or de Mobale dans le contexte de l'évolution de la chaîne Kibarienne du Kivu-Maniéma. Il cherche à documenter les ensembles lithologiques (métasédiments et intrusions magmatiques) et leurs relations

structurales et spatio-temporelles sur base d'un levé géologique de détail sur le terrain, d'analyses pétrographiques sur lames minces, et d'une analyse structurale.

CONTEXTE GEOLOGIQUE LOCAL ET REGIONAL

La chaîne Kibarienne du Kivu–Maniéma comporte des métasédiments à prédominance schisteuse, essentiellement dirigées NE-SW à NNE-SSW avec des pendages faibles ou modérés vers le SE (CAHEN, 1963). Localement des directions E-W avec pendages forts à pente Sud sont observées, comme c'est le cas dans la région du gisement de Mobale. Les métasédiments sont intrudés par des granitoïdes (granites et pegmatites) et des roches vertes (OGER, 1992; CME & Co, 1997; BANRO CORPORATION, 2005). Ils ont été initialement considérés par SAFIANNIKOFF (1950) comme appartenant au Ruzizien d'âge Paléoprotérozoïque, mais CAHEN (1952a, b) les range dans l'Urundien d'âge Mésoprotérozoïque, devenu par la suite Kibarien (LEPERSONNE, 1974). Ils correspondent actuellement au Supergroupe du Kivu dans la nouvelle carte géologique de la RDC au 1/2.500.000 (FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2017).

La chaîne Kibarienne a d'abord été décrite comme une chaîne Mésoprotérozoïque unique, d'orientation générale NE-SW, s'étendant sur une longueur de 1500 km depuis le Katanga (RDC) à son extrémité SW, en passant par le Kivu-Maniema (R.D.Congo), le Rwanda et Burundi, jusqu'au SW de l'Uganda et le NW de la Tanzanie, dans son extrémité NE (BRINCKMANN *et al.*, 2001; BUCHWALDT *et al.*, 2008; KOKONYANGI *et al.*, 2006). Récemment, FERNANDEZ-ALONSO *et al.* (2012), considérant que la chaîne Kibarienne est entrecoupée par les terrains de la chaîne Paléoprotérozoïque Ubendienne-Ruzizienne, d'une part, et, d'autre part, par la branche occidentale du Rift Est Africain, subdivisent la chaîne Kibarienne en trois segments différents: (i) le Supergroupe de Kibara (chaîne Kibarienne S.S ou KIB, correspondant au Kibarien du Katanga) qui affleure au SW des terrains de la chaîne Ubendienne-Rusizienne; (ii) la chaîne du Karagwe-Ankole (KAB), localisée au NE des terrains de la chaîne Ubendienne-Ruzizienne et à l'Est de la branche occidentale du Rift Est Africain, au Rwanda, Burundi, NW de la Tanzanie et SW de l'Uganda et (iii) le Supergroupe du Kivu (correspondant à la chaîne du Kivu-Maniema) au NE des terrains de la chaîne Ubendienne-Ruzizienne et à l'Ouest de la branche occidentale du Rift Est Africain.

La chaîne Kibarienne est interprétée soit comme une chaîne orogénique de collision ayant connu le cycle complet de Wilson (KAMPUNZU *et al.*, 1986; RUMVEGERI *et al.*, 2004; KOKONYANGI *et al.*, 2004, 2005, 2006; DEBRUYNE *et al.*, 2015), soit comme une chaîne orogénique intracratonique ayant différentes périodes consécutives d'extension et de compression (KLERKX *et al.*, 1984, 1987), ou marquée par un événement tectono-magmatique intraplaque à c. 1375 Ma dans un contexte extensif (TACK *et al.*, 2010; FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2012).

Superposé au Supergroupe du Kivu, on trouve également le Synclinorium de l'Itombwe qui forme un « sillon » d'orientation Nord-Sud longeant le versant ouest du bassin du lac Kivu et qui se prolonge vers le sud dans les monts Itombwe (CAHEN *et al.*, 1979; VILLENEUVE, 1980; VILLENEUVE & CHOROWICZ, 2004; WALEMBA & MASTER, 2005). Il est constitué de sédiments peu ou pas métamorphisés comprenant des quartzites, des schistes noirs et diamictites associés aux glaciations du Néoprotérozoïque (Supergroupe de l'Itombwe) qui ont été affectés par un plissement caractéristique d'axe N-S avec plan axial fortement incliné et le développement local d'une schistosité de plan-axial. Pour CAHEN *et al.* (1979) ces terrains et structures associées pourraient indiquer l'existence le long de la branche occidentale du rift est-africain, d'un orogène du Protérozoïque Supérieur (Pan-Africain).

Une révision du magmatisme du KAB accompagnée de nouvelles datations ont amené TACK *et al.* (2010) à regrouper les différentes roches magmatiques en deux générations principales. La première reflèterait un contexte géodynamique d'extension représenté par un important magmatisme bimodal à 1375Ma, qui reprend des granitoïdes de type S, ainsi que le magmatisme basique et ultrabasique ("les roches vertes"), suivi d'une phase de moindre envergure de granites alcalins (granitoïde de type A) à 1205Ma. Ce groupe inclut les anciennes classes les granitoïdes de KLERKX *et al.* (1984) et prédécesseurs: G1/Gr1/A et G2/Gr2/B,C,D (1375Ma) ainsi que G3/Gr4 (1205Ma). La seconde génération est celle des leucogranites crustaux (G4/Gr5/E) d'âge moyen de 976 Ma (CAHEN & SNELLING, 1966; GÉRARDS et LEDENT, 1970; CAHEN & LEDENT, 1979; KLERKX *et al.*, 1984; 1987; TACK *et al.*, 1990; 1994), qui sont décrits au Katanga, au Burundi et au Rwanda. Le

granite stannifère de Kasika au Sud-Kivu, proche de notre zone d'étude qui a été daté à 986 ± 10 Ma (âge de cristallisation U/Pb sur zircon; TACK *et al.*, 2010) fait partie également de cette seconde génération.

Dans la zone minéralisée de Kamituga, une étude géochronologique (Rb/Sr et U/Pb) sur 12 minéraux provenant de pegmatites et filons a donné quatre groupes d'âges (MONTEYNE-POULAERT *et al.*, 1962). Les trois premiers montrent une succession de mise en place de pegmatites considérées comme post-tectoniques vis-à-vis de l'orogénèse Kibarienne: 1115 et 905 Ma (Rb/Sr sur microcline et muscovite) pour des pegmatites grantiques au voisinage de Kamituga et de la rivière Lugushwa et 845 Ma pour deux minerais d'uranium extraits de l'une de ces pegmatites à Kobokobo. Ces âges sont interprétés comme des événements postérieurs au plissement de la chaîne Kibarienne. Le quatrième âge (550 Ma) est un âge K-Ar apparent obtenu sur la microcline de Lugushwa datée à 1115 Ma qui refléterait selon MONTEYNE-POULAERT *et al.* (1962) l'évènement panafricain qui a plissé le Synclinorium de l'Itombwe.

La région minière de Kamituga est connue pour sa minéralisation aurifère. Celle-ci est généralement rencontrée dans des filons de quartz apparaissant dans les métapélites sous forme soit de filons parallèles, soit de stockwerks. Ces filons de quartz renferment aussi des sulfures, carbonates, tourmalines et micas et, plus rarement, de la baryte et de la cassitérite (BANRO CORPORATION, 2005). SAFIANNIKOFF *et al.* (1950) a signalé que la minéralisation aurifère de Kamituga est aussi associée à des sulfures dans les intrusions mafiques (arsénopyrite, pyrite et parfois pyrrhotite, chalcopryrite la galène). Cette minéralisation fut découverte vers les années 1920 lors de la prospection alluvionnaire le long des rivières Lubiala, Mobale, Kahushimira, Kamakundu et Idoka par la compagnie minière des Grands Lacs (MGL). L'exploration vers les années 30 amena à la découverte de nombreuses veines de quartz à teneur en or très élevée et l'exploitation primaire (souterraine) a démarré à Mobale en 1937. À la fermeture des opérations de Kamituga en 1996, approximativement 1.5 million d'onces d'or avaient été produites à partir de l'exploitation alluvionnaire et souterraine.

A 15 km au nord de la carrière aurifère de Mobale, LEFÉVÈRE (2003) identifie des linéaments concentriques qu'il interprète comme résultant de deux systèmes de compression. LEPERSONNE (1974) avait déjà signalé à cet endroit la présence d'un complexe intrusif bimodal de granites et roches vertes. Cette structure, qui est connue sous le nom de Nyabongo est sujette à une exploitation aurifère artisanale mais ni cassitérite, ni le coltan y sont exploités.

Au Sud Kivu, la connaissance stratigraphique et géologique de la chaîne Kibarienne ne couvre qu'une zone relativement limitée aux alentours de la ville de Bukavu (VILLENEUVE & GUYONNET-BENAIZE, 2006; RUMVEGERI *et al.*, 2004; WALEMBA & MASTER, 2005). Celle-ci est cependant en continuité directe avec la stratigraphie mieux connue du Supergroupe de l'Akanyaru au Burundi en Rwanda. Ainsi, Fernandez *et al.* (2012), tenant compte de considérations de VILLENEUVE (1980), subdivise le Kibarien dans la région de Bukavu en deux groupes, le Groupe de Nyangezi dont la base est datée à 1222 ± 28 Ma (VILLENEUVE & CHOROWICZ, 2004), séparé du Groupe inférieur de Bugarama par une discontinuité stratigraphique.

La région de Kamituga est aussi localisée en bordure du graben de Kamituga, qui forme la continuation SW du rift du Kivu au-delà de Bukavu, de Walungu à Namoya (DELVAUX *et al.*, 2017). La partie centrale de ce graben est occupé par les laves basaltiques de la province magmatique de Mwenga-Kamituga, datées du Pilocène à 5.8-2.6 Ma par KAMPUNZU *et al.* (1998).

METHODES

Cette étude résulte d'une cartographie géologique et structurale effectuée dans la concession aurifère de Mobale à Kamituga. Les techniques classiques de levé géologiques et analyse structurale ont été utilisées, avec l'utilisation d'un GPS de randonnée pour la localisation et une boussole géologique pour les mesures structurales. Les échantillons de roche ont été étudiés à la loupe binoculaire pour déterminer les types pétrographiques. Des lames minces ont été préparées dans une sélection d'échantillons et étudiées au microscope pétrographique au laboratoire de minéralogie de l'Université Officielle de Bukavu. Les mesures structurales ont été traitées et représentées sur canevas stéréographique de Schmidt par les logiciels Win_tensor 5.8.8 (DELVAUX & SPERNER, 2003) et Orient (VOLLMER, 2016). Les données géoréférencées (topographie, échantillons, affleurements, géologie) ont été traitées à l'aide logiciel Quantum GIS.

CARTOGRAPHIE ET STRUCTURE GEOLOGIQUE

Une cartographie géologique et structurale a été réalisée dans le but de dresser des coupes géologiques et structurales et d'y reconnaître la succession et l'architecture des roches (Fig. 2). Deux coupes d'orientation W-E (Coupe A-A' et Coupe B-B') et une coupe NNW-SSE (Coupe C-C') ont été dressées (Fig. 3). On y trouve des métasédiments (quartzites et métapélites), des roches intrusives (métadiorites et pegmatites granitiques) avec une structuration apparente en plis, surmontés en discordance par les basaltes du Pliocène.

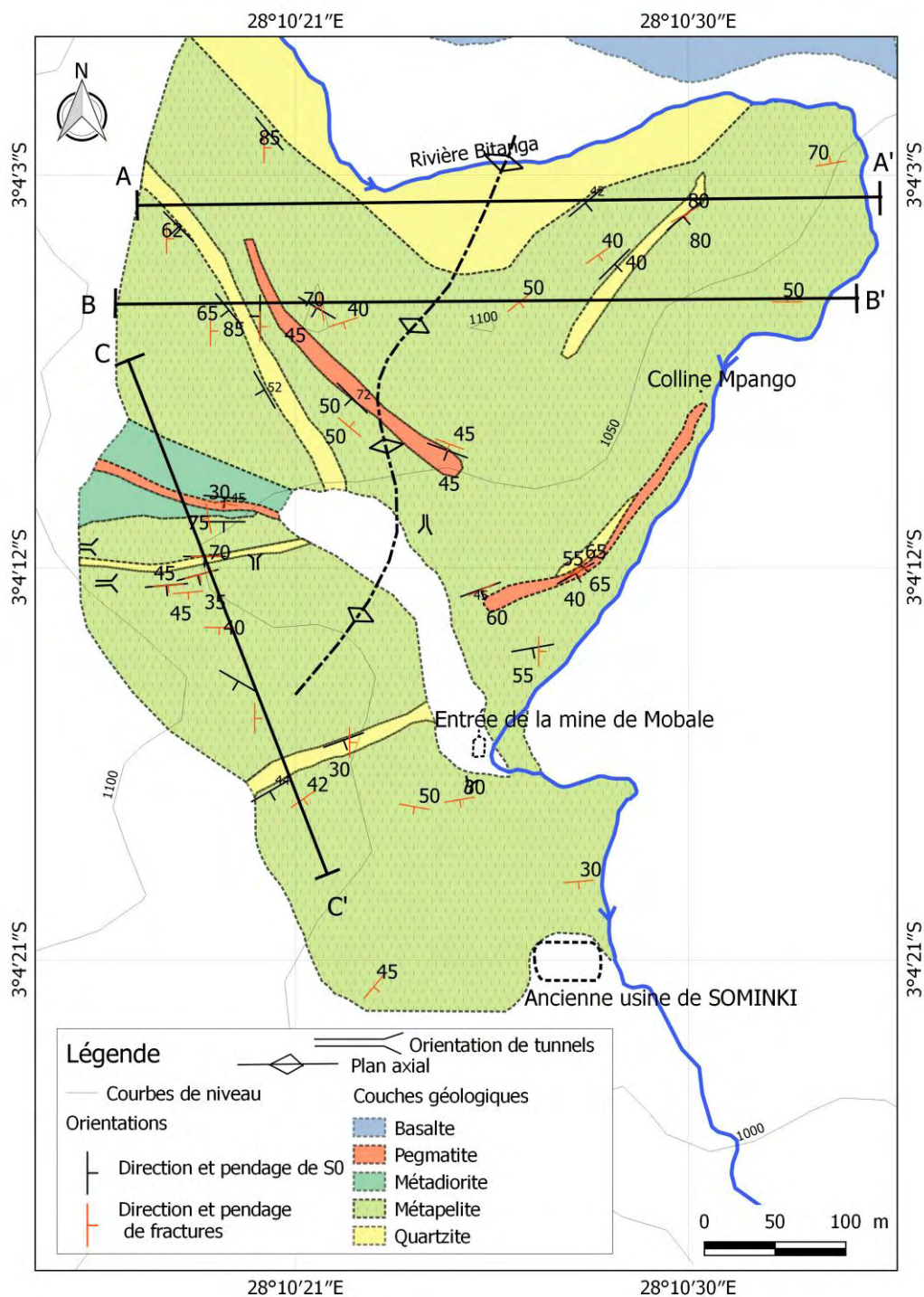


Figure 2: Carte géologique de la carrière aurifère de Mobale

La coupe A-A', d'orientation E-W, montre une succession de quartzites à la base, surmontés de métapélites avec un niveau de quartzites intercalés, et structuré en un antiforme à plan axial subvertical d'axe grossièrement Nord-Sud. Les deux lithologies sont traversées par les filons de quartz.

La coupe B-B', qui est parallèle à la coupe A-A', montre un niveau stratigraphique plus élevé. On n'y voit plus les quartzites présents à la base de la coupe A-A', mais bien le banc de quartzite intercalé dans les métapélites et, en-dessous de celui-ci, un grand sill de pegmatite granitique à muscovite intrudée dans les métapélites mais ne recoupant pas les quartzites. Cette pegmatite est limitée en extension latérale et n'est visible que dans le flanc ouest de l'anticlinal. Une autre grande pegmatite est présente plus vers le sud-est (colline Mpango), à proximité d'un second niveau de quartzites intercalé dans les métapélites.

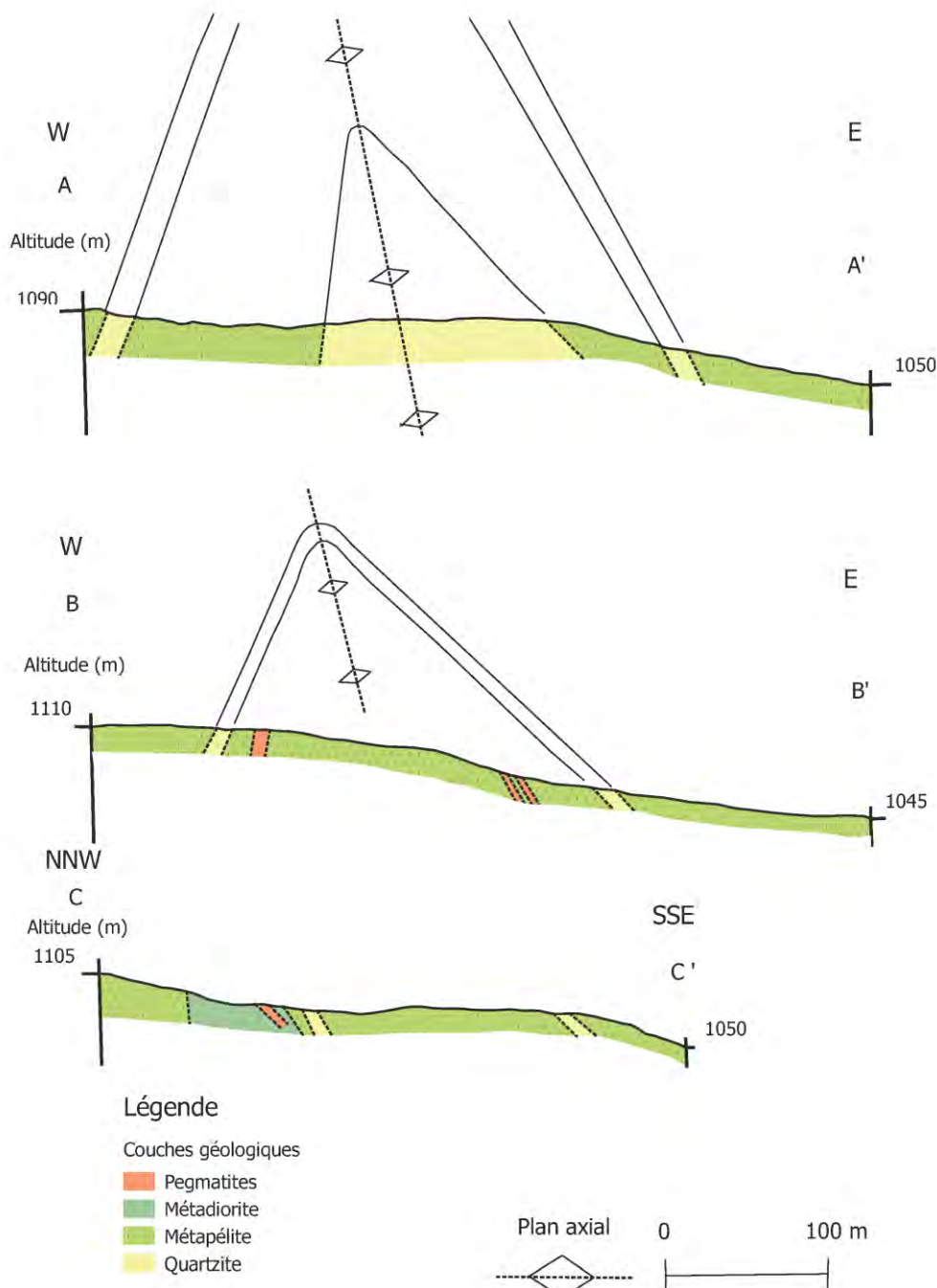


Figure 3: Coupes géologiques de la carrière aurifère de Mobale

La coupe C-C' d'orientation NNW-SSE illustre la partie sud-ouest de la zone d'étude. On y retrouve deux niveaux de quartzite d'orientation E-W noyés dans les métapélites, ainsi qu'une grande masse de métadiorite avec en son centre une pegmatite granitique. L'ensemble semble monoclinal, incliné d'environ 40° vers le SSE, en concordance apparente avec la stratification. Ici aussi, on observe que les métapélites sont intrudés par la métadiorite, elle-même affectée par l'intrusion pegmatitique.

La partie ouest de la zone étudiée présente une structure synforme d'orientation WNW-ESE et déversée vers le NNE (Fig. 2). Celle-ci est mise en évidence part par le banc de quartzite noyé dans les métapélites qui est recoupé dans la partie ouest des coupes A-A', B-B' avec une direction NNW-SSW et une inclinaison de de 52 à 65° vers l'ESE, et dans la partie nord de la coupe C-C', juste au sud de l'intrusion de métadiorite, avec une orientation E-W et une pente sud de 35 à 45°.

Dans un tel contexte, établir une colonne stratigraphique est difficile, mais, admettant une disposition normale des couches, on devrait avoir des quartzites à la base, surmontés de métapélites avec encore deux intercalations relativement fines de de quartzites. Le tout a été intrudé successivement par des métadiorites et des pegmatites granitiques.

ANALYSE PETROGRAPHIQUE

La cartographie géologique et structurale présentée ci-dessus montre que le secteur de la la carrière de Mobale est constitué de métasédiments, intrudés par la métadiorite, des granites, des pegmatites et des veines de quartz (non représentés sur la Figure 2). Les métasédiments (métapélites et quartzites) représentent près de 90 % des affleurements du secteur étudié et les 10 % restants sont occupés par les intrusions magmatiques acides et basiques (pegmatites à muscovite et métadiorite).

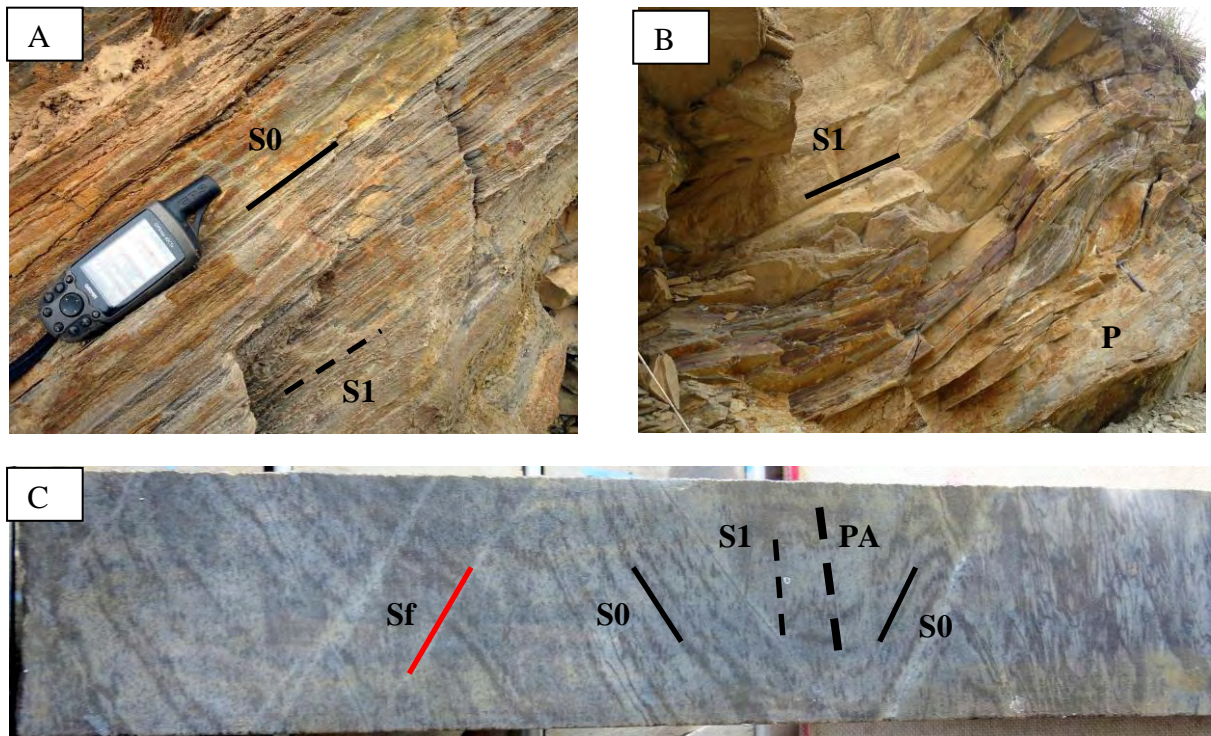


Figure 4: Métapélites à l'affleurement et en sondage

A: Métapélites finement litées partiellement limonitisée avec schistosité (S1) bien développée;

B: Métapélites intrudés par une pegmatite (P) concordante à la schistosité S1;

C: Carotte de sondage (50 cm de long) avec une fine alternance lithologique définissant la stratification, elle-même plissée et faillée, et un clivage de type plan-axial oblique à la foliation.

S0: plan de stratification, S1: plan de schistosité, PA: Plan axial, Sf: surface de fracture.

Métapélites

Les métapélites constituent la lithologie la plus abondante sur le site de Mobale. Leur aspect à l’affleurement est lié au degré d’altération. A l’état frais, elles sont dures et de teinte vert sombre (Fig. 4). Cette couleur s’explique macroscopiquement par la présence de biotite en grande proportion, de grains de quartz individualisés et de paillettes de muscovite dans un ciment verdâtre qui s’orientent en litages (ou foliation) définissant une schistosité (S1) qui apparaît sub-parallèle à la stratification (S0). A proximité des filons de quartz et des pegmatites, ces roches sont silicifiées et imprégnées de tourmaline et de sulfures, composés de mispickel (arsenopyrite) en mouchetures subautomorphes, et d’amas de pyrite probablement d’origine hydrothermale. Les métapélites ont subi une limonitisation poussée qui les rendent moins cohérentes et leur confère une couleur brunâtre dominante. On y trouve aussi de bandes rouge à gris d’hématite et de bandes noires à grains très fins de graphite.

Au microscope, les métapélites présentent une texture lépidoblastique. La roche est composée de lits sombres et clairs successifs de 0,1 à 1,2 mm d’épaisseur, allongés suivant la schistosité S1. Les lits clairs sont constitués de quartz (70%), feldspath potassique (20%) et accessoirement de muscovite, et les lits sombres, de biotite (65%), chlorite et peu d’amphibole avec une matrice pélitique (Fig. 5). On observe aussi des minéraux opaques de forme lenticulaire à irrégulière et s’allongeant presque toujours suivant le plan de schistosité, créant des ombres de pressions. Ces minéraux sont assimilables à des sulfures métalliques observés macroscopiquement. La pyrite est faiblement développée, contrairement à l’arsenopyrite visible à l’œil nu sur plusieurs affleurements. Les métapélites fraîches contiennent, du plus abondant aux accessoires, la biotite, le quartz, le feldspath potassique, la muscovite, le mispickel, la pyrite, la tourmaline, le grenat et l’amphibole. Cette paragenèse est caractéristique d’un métamorphisme mésozonal de facies schiste vert.

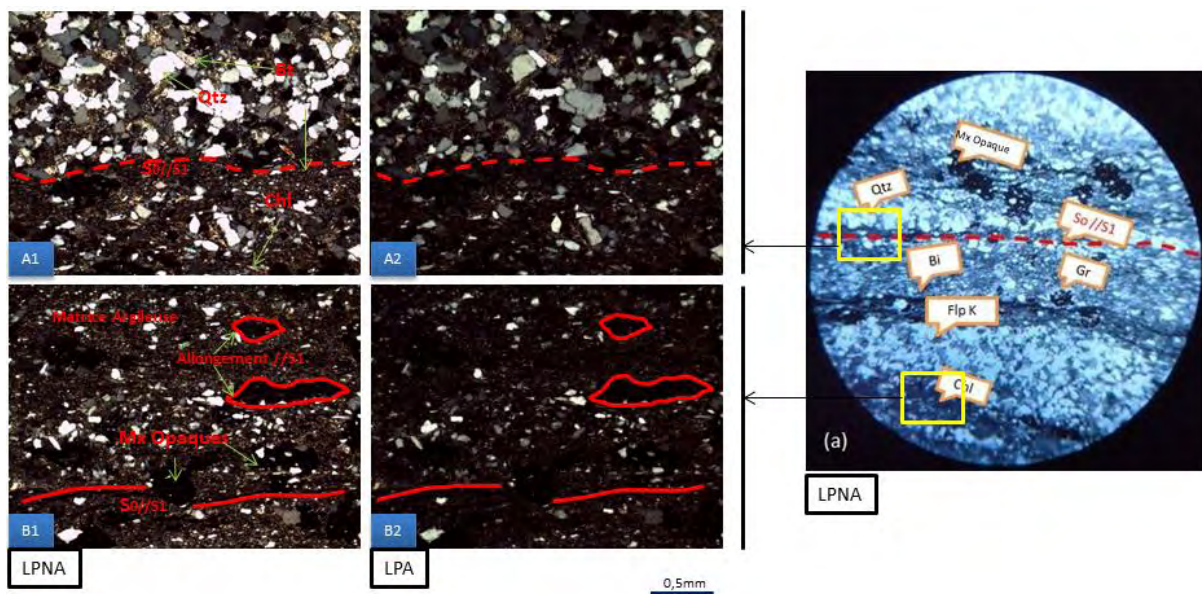


Figure 5: Photographies sous microscope en lumière polarisée non analysée (A1&B1) et polarisée analysée (A2&B2) d’une métapélite quartzreuse

Quartzites

Les quartzites constituent la majeure partie des métasédiments dans la partie nord de la carrière de Mobale. Il s’agit de roches massives de couleur blanchâtre ou rose (Fig. 6b), composées presque en totalité de quartz. Dans la zone fraîche de la carrière (centre Est), les quartzites avoisinent la métadiorite et les pegmatites. Ils y ont une couleur gris claire (Fig. 6a) et sont composés, à côté du quartz dominant, de muscovite, tourmaline et de minéraux verts indéterminés. Ce changement dans sa composition est dû sans doute à l’altération hydrothermale proximale engendrée par les roches intrusives.

Au microscope, les quartzites présentent une texture granoblastique. Le quartz et le feldspath potassique apparaissent en proportion semblables et constituent les minéraux dominants. La biotite ferrifère, la chlorite, l'épidote et l'amphibole (hornblende et glaucophane) forment les minéraux accessoires. On note aussi la présence de sulfures indifférenciés, en partie dans des fractures.



Figure 6: Affleurement de quartzite sous différents faciès

Métadiorites

Un massif intrusif de roches vert sombre en forme de dyke (Fig. 7A) affleure au centre de la carrière aurifère de Mobale et se prolonge vers le Nord-Ouest jusqu'au Mont Kibukila plus haut, sur une longueur approximative de 140 mètres et une largeur maximum de 40 mètres. Il est constitué de métadiorite et est encadré sur son bord sud par un filon de pegmatite de 3 mètres d'épaisseur moyenne, sur une longueur de 70 mètres environ. La métadiorite contient de nombreuses veines et veinules de quartz. Les phénocristaux ne sont pas visibles à l'œil nu et seuls quelques rares cristaux de tourmaline ont été observés dans les zones de contact avec les métasédiments. Ce sont des intrusions basiques, irrégulières et plus ou moins métamorphisées. Selon MONTEYNE-POULAERT *et al.* (1962), cette métadiorite serait le résultat d'une différenciation basique des granites mais nos observations montrent que cette roche est intrudée par les pegmatites granitiques et donc non associée à celles-ci.

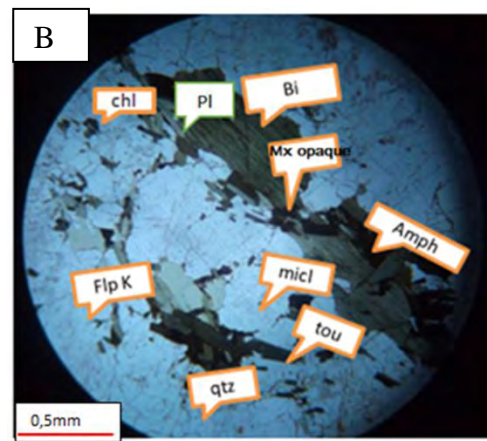


Figure 7: Métadiorite. A: à l'affleurement, B: sous microscope en lumière polarisée.

La métadiorite présente au microscope une texture lépidoblastique à porphyroblastique (Fig. 7B). Elle comprend d'une part un ensemble de minéraux incolores majoritairement composés de feldspaths potassiques telle que la microcline, reconnaissable par son macle croisé, et le quartz. D'autre part, elle montre des agrégats allongés et parallèles de minéraux colorés, constitués essentiellement de biotite avec inclusion d'amphibole, et accessoirement de chlorite, tourmaline et minéraux opaques. Des minéraux les plus abondants aux accessoires, on distingue la biotite, la microcline, le quartz, la tourmaline, l'amphibole, les plagioclases, le chlorite, et des minéraux opaques.

Les teneurs moyennes en quartz, l'abondance des feldspaths potassiques (microcline), la présence de biotite, de plagioclase et d'amphibole en quantité significative avec une texture lépidoblastique à porphyroblastique caractéristique d'une roche métamorphique justifie l'appellation de métadiorite. Elle ne semble pas être affectée par la schistosité S1 qui caractérise les métapélites dans laquelle elle est intrudée (voir ci-dessous).

Pegmatites à muscovite

Des pegmatites traversent indépendamment les métapélites, quartzites et métadiorites, sous forme de sill, parallèlement aux structures encaissantes (Fig. 8). Les affleurements de pegmatite sont fréquents au sommet de la colline Mpango, à l'Est de la région étudiée, en bordure de la rivière Petite Mobale sur le site de Bipassi, ainsi qu'au centre de la carrière de Mobale et au contact avec la métadiorite à son bord Sud. Leur épaisseur varie entre 1 à 15 mètres. De même que pour la métadiorite, les pegmatites ne sont pas affectées par une schistosité mais bien par des fractures avec veines de quartz et des joints.



Figure 8: Sill de pegmatite encaissé dans de schistes altérés (même échelle pour les deux images).

Du point de vue macroscopique, les pegmatites sont constituées de cristaux de quartz à éclat vitreux de 2 à 3 cm de diamètre, de feldspaths (4 cm en moyenne), ainsi que de muscovites. De la tourmaline noire et d'autres minéraux noirs indifférenciés sont concentrés au niveau des épontes. Par endroit, la proportion de feldspath diminue en faveur d'un enrichissement en muscovites et quartz, donnant l'apparence d'un greisen. Les pegmatites sont parfois traversées par des veines de quartz. Au

microscope, on trouve, du plus abondant aux accessoires, le quartz, l'orthose, le plagioclase, la muscovite, la tourmaline, la séricite, l'hématite, la limonite et l'apatite. Par endroits, les pegmatites passent d'une texture pluri-centimétrique (d'aspect pegmatitique) à millimétrique (d'aspect aplitique).

Les pegmatites observées à Mobale, sont leucocrates, avec la muscovite comme seul type de mica. MONTEYNE-POULAERT *et al* (1962) mentionne que de telles pegmatites sont fréquentes dans le bassin de la rivière Mobale et ne sont associées qu'à une très faible minéralisation stannifère. Par contre, les pegmatites de la rivière Kobokobo, à ± 10 km vers le Sud de Mobale, sont exploitées pour le béryl, la cassitérite et la colombite. Ces pegmatites seraient associées à des venues granitiques dont des pointements sont connus dans les environs mais non observable dans la région de la carrière de Mobale. Ces granites sont similaires aux "granites à étain" G4/Gr5/E. Les âges Rb/Sr obtenus par MONTEYNE-POULAERT *et al* (1962) sur des muscovites et microclines de diverses pegmatites des environs de Kamituga sont compris entre 890 et 925 Ma. En considérant une possible réhomogénéisation isotopique lors de l'événement Pan-Africain vers 550 Ma identifié dans la région par MONTEYNE-POULAERT *et al* (1962) dans les pegmatites de Lugushwa et de Kasiba, il est possible que les pegmatites de Mobale soient associées aux "granites à étain" de 976 Ma.

Veines de quartz

Dans la zone axiale de l'antiforme N-S de Mobale, on observe une intense concentration de veines de quartz et secondairement des remplissages de calcite ainsi que des joints de tensions. Ces fractures ont affecté toutes les lithologies rencontrées sur le site mais les veines et quartz sont les plus remarquables. Elles sont distribuées dans toutes les lithologies et s'organisent presque toujours dans les fractures parallèles à la stratification au sein des schistes, traversent les formations de quartzite et métadiorite et sont présentes aussi dans les pegmatites ou sous forme des veinules anastomosées ou stockwerks dans la métadiorite.

ANALYSE STRUCTURALE

Stratification et Schistosité

Les surfaces de stratification dans les métasédiments de Kamituga sont bien marquées par les alternances quartzites – pélites. Nous l'appellerons S0 car elle correspond à une surface primaire, d'origine sédimentaires. Une schistosité est aussi bien développée dans les métapélites. Dans les alternances fines quartzites – pélites, elle apparaît de manière sub-parallèle à la stratification S0 (Fig. 4A-B). L'examen des carottes de sondage montre que dans les métapélites, cette schistosité est associée à une structure plissée dont elle forme le plan-axial et elle y est localement oblique à la stratification marquée par une fine alternance lithologique (Fig. 4C). Cette schistosité serait donc de type plan axial et représente la première surface tectonique pénétrative observée (S1). Avec le plissement associé, elle est reliée à une première phase de déformation (D1).

Dans une structure plissée composée d'une alternance de couches de compétence différente (ici pélites, quartzo-pélites et quartzites), les relations entre la schistosité de type plan-axial et la stratification dépendent de la position dans la structure plissée. L'obliquité entre les deux est plus grande dans la zone axiale et à tendance à diminuer dans les flancs (RAMSAY & HUBER, 1983). Lorsque la différence de compétence entre les bancs est grande, la schistosité dans les bancs les moins compétents (ici les pélites) tend vers un parallélisme avec les bancs les plus compétents (ici les quartzites), suite au phénomène de réfraction (e.g. TREGUS, 1988).

N'ayant pas effectué d'études détaillées, nous n'avons pas pu identifier une éventuelle schistosité précoce qui soit en tout point parallèle à la stratification. Une telle schistosité aurait été identifiée ailleurs dans la chaîne de Karagwe-Ankole, dans les séries les plus anciennes (équivalentes au Groupe de Bugarama) par THEUNISSEN (1988, 1989) et KLERKX *et al.* (1987). Ces derniers l'interprètent comme développée au cours de la mise en place des granitoïdes de type S dans un contexte en extension et la dénomment aussi S1. La schistosité que nous observons ici ne correspond pas à cette schistosité précoce parallèle à la stratification. Elle est néanmoins appelée S1 car elle est la première schistosité tectonique que nous observons. Les appellations S1, D1 et D2 que nous utilisons ici ont donc une valeur locale et non à l'échelle de la chaîne.

Dispersion des plans de stratification, schistosité et des veines de quartz

Lors des travaux de terrain, de nombreuses structures ont été observées et mesurées: 9 plans de stratification (S0), 59 plans de foliation (S1), 160 veines de quartz (Sv), 12 plans de fracture ou de faille (Sf) et 8 sills de pegmatite (Sp). De plus, la compagnie Banro nous a gracieusement procuré les données structurales mesurées par leurs géologues lors des travaux d'exploration, à l'affleurement (1314 données) et aussi en sondage (322 données), avec entre autres 989 plans de stratification (S0), 230 plans de foliation (S1), 118 plans de veines de quartz (Sv), et 7 failles. Ces données ont été combinées dans une base de données sous Win_Tensor, comportant un total de 1898 données structurales.

Dans un premier temps, les données de plans de stratification (S0), de foliation (S1) et de veines de quartz (Sv) ont été traitées séparément pour en examiner la distribution des orientations à l'aide du programme Orient. Les projections stéréographiques avec contourage de densité (Fig. 9A-C) montrent une concordance statistique entre la distribution de ces trois types de structures, avec le maximum de densité à 48/336 (inclinaison / direction de la plus grande pente) pour S0, 43/325 pour S1 et 44/340 pour Sv. Vu le grand nombre de données, cette concordance statistique indique un parallélisme général entre la stratification et la foliation et, de même, entre les veines de quartz et la foliation/stratification.

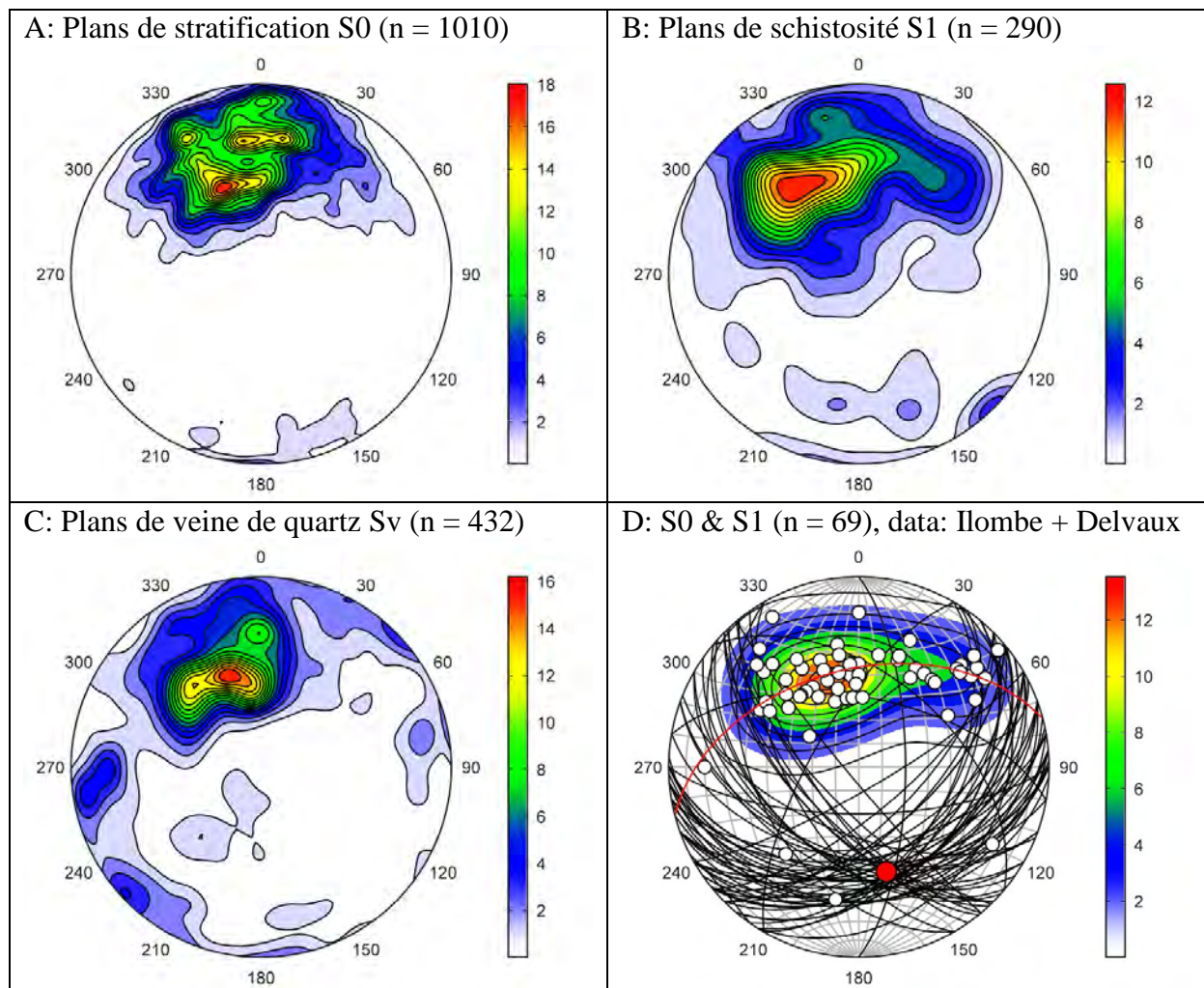


Figure 9. Projection stéréographique (equal-area, Schmidt, hémisphère inférieure).

A-C: Contours de densité de Kamb modifié (en %) des pôles de plan pour l'ensemble des données.

D: Contours, planes et grands cercles des plans de stratification S0 et de foliation S1 récoltés sur le terrain par G.M. Ilombe et D. Delvaux. Point rouges: vecteur minimum de la composante principale (Eigen Vector) représentant l'axe de pli et grand cercle correspondant. Produit avec le programme Orient (Vollmer, 2016).

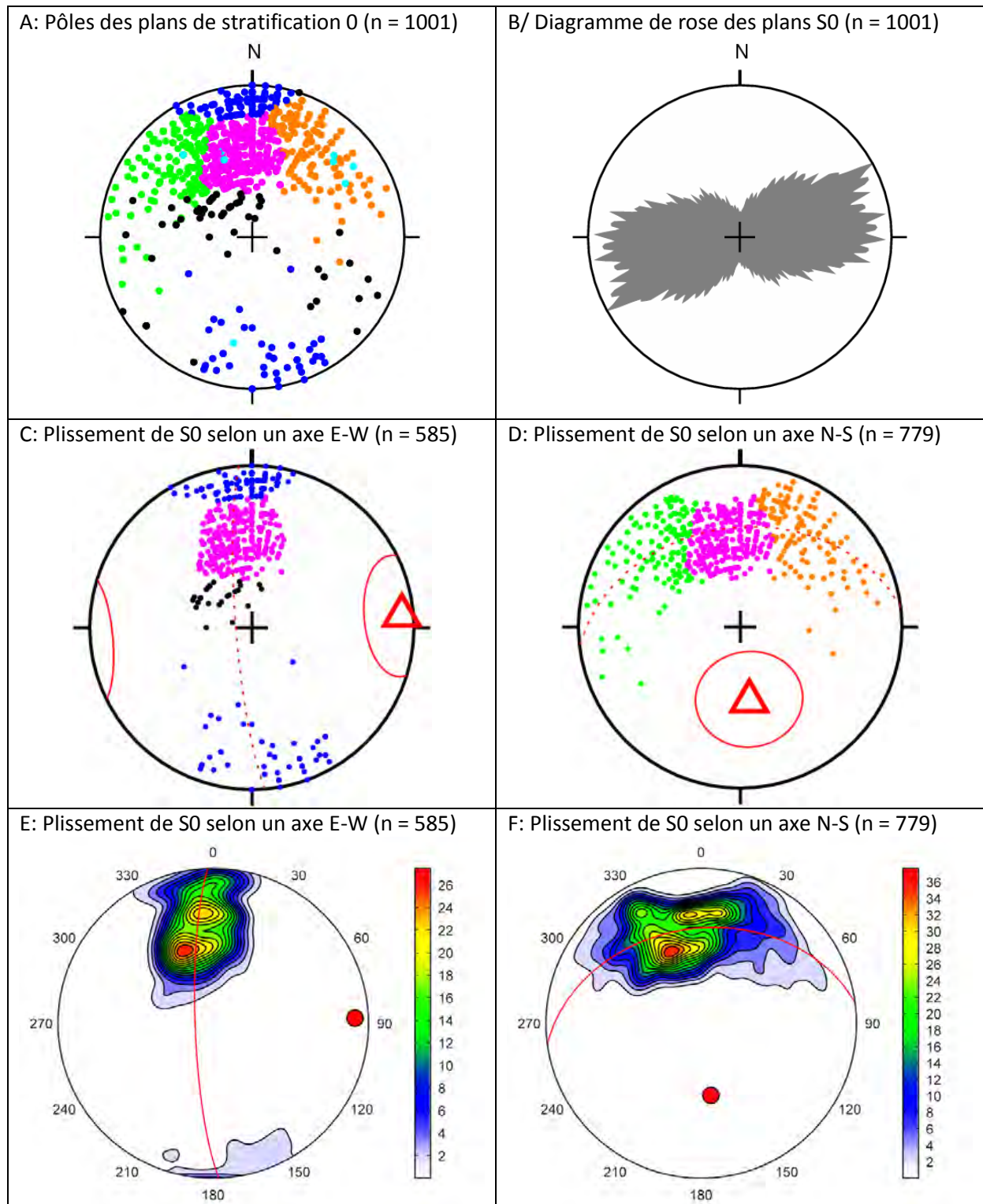


Figure 10. Projection stéréographique (equal-area, Schmidt, hémisphère inférieure), avec les contours de densité de Kamb modifié (en %) des pôles de plan de stratification S0 de l'ensemble de la base de donnée.
 A: regroupement des pôles de plans en six groupes (couleurs différentes). B: Diagramme de rose (moving average, equal area) de l'orientation des plans. C, E: Dispersion de plans pouvant être expliquée par un plissement d'axe subhorizontal E-W (n = 779), B, F: Dispersion de plans pouvant être expliquée par un plissement d'axe N-S (n = 779). Triangles rouges (C, D): concentration maximale des intersections entre les plans représentant l'axe de pli. Points rouges (E, F): vecteur minimum de la composante principale (Eigen Vector) représentant l'axe de pli et grand cercle correspondant. Grands cercles rouges (C-F) qui sont normaux aux axes de pli et représentent la dispersion des pôles. A-D: produit avec l'Win_Tensor (Delvaux et Sperner, 2003). E-F: produit avec Orient (Vollmer, 2016).

Sur base uniquement des données de plans de stratification (S0) et de schistosité (S1) mesurés par nous sur le terrain (Fig. 9D), on constate déjà une dispersion des pôles selon un grand arc de cercle (en rouge sur la figure) qui indiquerait un plissement cylindrique avec un axe incliné vers le SSE.

En y intégrant les données de Banro, nous avons analysé la dispersion des plans de stratification (Fig. 10). Dans un premier temps à l'aide du programme Win-Tensor, les pôles des plans ont été regroupés en six ensembles définis arbitrairement (Fig. 10A), dont cinq représentent les principaux groupes de données d'orientation et le sixième (en gris sur la figure), des données erratiques non regroupées. Trois groupes (bleu, magenta et rouge sur la figure 10C) s'alignent selon un grand cercle subvertical d'orientation N-S, qui correspond à une dispersion qui peut être expliquée par un plissement cylindrique d'axe subhorizontal E-W (08/086, inclinaison/azimut) à plan-axial déversé vers le nord. Deux autres groupes (vert et orange sur la figure 10D) s'alignent avec le même groupe magenta pour définir une dispersion expliquée par un plissement d'axe fortement incliné vers le sud (52/173) et à plan axial subvertical. Des orientations similaires (respectivement 10/008 et 52/173) sont données à l'aide du programme Orient, par le vecteur en composante principale minimale (eigen-vector) qui représente la meilleure estimation de l'axe de pli (Figs. 10 E-F).

Autres éléments structuraux

Outre les structures décrites ci-dessus, on trouve également dans la carrière de Mobale quelques structures cassantes sous forme de fractures et failles avec strie (Fig. 11A), mais leur nombre est insuffisant pour pouvoir en faire une analyse des paléocontraintes.

Dans la partie sud de la carrière, on observe localement de grosses veines de quartz qui sont boudinés et plissés, indiquant pour celles-ci leur antériorité de mise en place par rapport à la déformation principale (Fig. 11B). Elles ne sont donc pas liées aux stockwerk de veines de quartz qui recoupent toutes les lithologies et sont plus tardives.

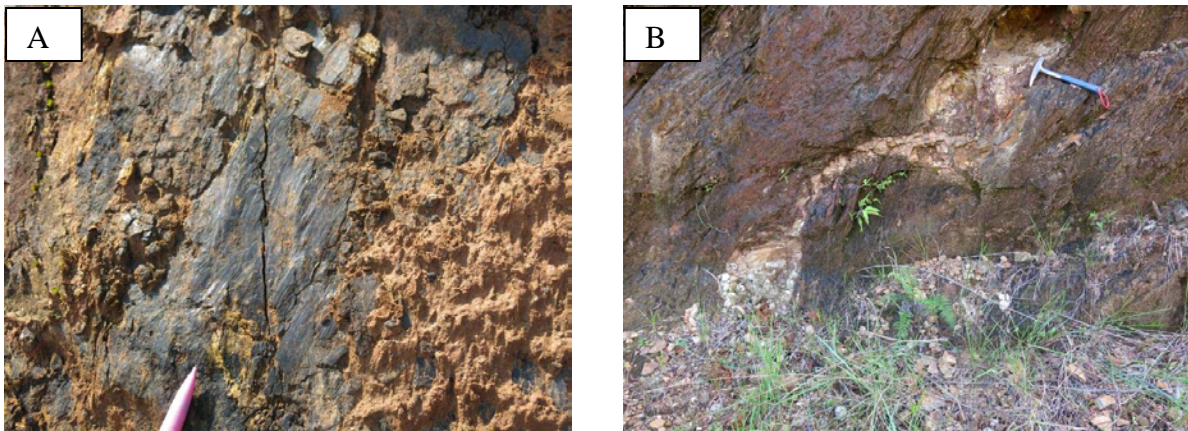


Figure 11: Autres types de structures dans la carrière de Mobale.

A: Surface de glissement avec stries réactivant la foliation S1 d'une métapélite.

B: Boudinage d'une veine de quartz précoce, avec la schistosité S1 moulant le contour boudiné de la veine.

DISCUSSION

Le Supergroupe du Kivu a été défini sur base d'une connaissance généralement ancienne et fragmentaire (FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2017). La région de Mobale représente une fenêtre qui permet une observation relativement détaillée grâce aux travaux d'exploration et d'exploitation miniers. Vu l'isolement de cette région d'étude des régions mieux connues à la frontière avec le Burundi (VILLENEUVE, 1980), il n'est pas possible d'effectuer des corrélations lithostratigraphiques précises. En général, les corrélations lithostratigraphiques ont toujours été difficiles entre les différentes régions du Maniéma et des Kivu où le Supergroupe du Kivu a été étudié, de telle sorte que l'analyse structurale a été utilisée comme outil principal de corrélation, en fonction du style de

déformation rencontré et des éventuelles superpositions de déformation et discordances reconnus (p.ex. CAHEN *et al.*, 1976; WALEMBA & MASTER, 2005).

Comme commenté plus haut, dans le secteur de Mobale, la première surface tectonique pénétrative observée est une schistosité de type plan-axial (S1). Dans les flancs des plis et dans les alternances de roche pélitique et quartzitique, elle apparaît sub-parallèle à la stratification, mais les carottes de sondage montrent qu'elle est plan-axial d'une première phase de plissement. Ensemble, cette schistosité et ce plissement définissent la première phase de déformation (D1). Cette schistosité est différente de la schistosité précoce parallèle à la stratification (voir plus haut), qui est une caractéristique importante et systématique des roches mésoprotérozoïques de la chaîne Karagwe-Ankole, ainsi définie à l'Est de la branche occidentale du Rift Est Africain (TACK *et al.*, 2010; FERNANDEZ-ALONSO *et al.*, 2012).

Les données structurales de la carrière de Mobale montrent qu'il y a eu deux phases de déformation superposés, dont la première (D1) avec des plis déversés vers le nord d'axe E-W subhorizontal et associés à la schistosité plan-axiale S1, et la seconde (D2) avec des plis à plan axial subvertical et d'axe N-S modérément incliné. Malgré cette complexité, l'allure générale des couches est E-W à ENE-WSW (Fig. 10B), conforme à la direction générale des formations Kibariennes au niveau régional déduite de l'analyse satellitaire (Levèvre, 2003). Ces couches sont de manière dominante inclinées de 30 à 50° vers le sud (Fig. 9A). Cette inclinaison est aussi proche de celle de l'axe du plissement N-S (52° vers le Sud), ce qui explique la dispersion E-W des pôles des plans de stratification (Figs. 10D & F). Une telle inclinaison peut s'expliquer aisément par un plissement général d'axe N-S subhorizontal affectant des couches déjà inclinées. Dans ce cas, le plissement N-S serait plus jeune que le plissement d'axe E-W qui a provoqué l'inclinaison dominante des couches vers le sud. Ainsi on obtient une chronologie relative des deux phases de plissement qui correspond à celle mise évidence en comparant le Synclinorium de l'Itombwe avec son encaissant (VILLENEUVE & CHOROWICZ, 2004; WALEMBA & MASTER, 2005).

Comme les sédiments de Synclinorium de l'Itombwe seraient d'âge Néoprotérozoïque (VILLENEUVE, 1977; CAHEN *et al.*, 1979; VILLENEUVE, 1988; WALEMBA & MASTER, 2005), le plissement N-S qui les affecte serait d'âge Pan-Africain. L'âge K-Ar apparent de 550 Ma obtenu sur la microcline de Lugushwa par MONTEYNE-POULAERT *et al.* (1962) correspond bien à cette idée d'un événement panafricain qui aurait non seulement plissé le Synclinorium de l'Itombwe mais aussi affecté l'encaissant Kibarien. Ce serait ainsi la première fois qu'un plissement d'orientation N-S associé au Pan-Africain serait démontré en dehors du Synclinorium de l'Itombwe.

A Mobale, notre étude montre les relations entre les roches intrusives du complexe bimodal et les métasédiments, avec les métadiorites suivies des pegmatites leucocrates à muscovite et tourmaline qui sont préférentiellement intrudées dans les métapélites. Postérieures aux autres lithologies, ces pegmatites sont en relation avec les granites à Sn, dont les apophyses pegmatitiques sont signalées à Kobokobo à ± 10 km au Sud de Mobale.

Si certaines veines de quartz apparaissent précoces, mis en place avant la déformation D1 (tel le filon de quartz boudiné illustré à la figure 11), la plupart des filons de quartz se sont mis en place tardivement (après la déformation D1) sous forme de stockwerks, tant dans les métasédiments que dans les roches intrusives. Ils sont statistiquement parallèles à la foliation et la stratification, mais il est probable qu'ils se soient mis en place selon les plans de discontinuités existants, dont la foliation et la stratification. Ainsi leur parallélisme avec la foliation et la stratification ne signifie pas qu'ils se soient mis en place de manière précoce et ont été plissés par la suite.

En résumé, on peut donc proposer la succession d'événements suivante:

- 1) dépôt des sédiments (pélite, siltstone et grès),
- 2) transformation en métapélite et quartzite et déformation D1 (plis E-W déversés vers le nord et schistosité S1 plan-axiale),
- 3) intrusion de dykes de diorite recoupant les métasédiments,
- 4) Intrusions des sills de pegmatite,
- 5) Métamorphisme mésozonal à schiste vert, déformation D2 (Plis N-S) et mise en place des veines et stockwerks de quartz.

D'après les observations effectuées, il apparaît que la schistosité S1 n'affecte pas les intrusions de diorite et de pegmatite et donc que la déformation D1 soit antérieure à leur mise en place. Il est

possible, mais nous n'avons pas d'indications précises, qu'un métamorphisme ait aussi associée à cette première phase de déformation. Les indications cartographiques indiquent que la diorite a été morcelée et déformée lors du plissement D2 d'axe N-S et les observations pétrographiques indiquent qu'elle a été métamorphisée au faciès Schiste vert. Enfin, nous n'avons pas d'indications sur l'âge relatif de la mise place des veines et stockwerks de quartz par rapport à la déformation D2.

CONCLUSION

La région de Mobale représente une fenêtre ouverte sur le Supergroupe du Kivu et illustre une série d'événements géologiques, métamorphiques et tectoniques caractéristiques de la chaîne Mésoprotérozoïque de Karagwe-Ankole – et du Supergroupe de l'Akanyaru - définis plus à l'est de la région étudiée. Elle est constituée de métasédiments, dont des quartzites et des métapélites. Ils ont été intrudés d'abord par de la (méta)diorite et ensuite par des sills de pegmatites leucratiques à muscovite et tourmaline. L'ensemble a été affectés d'un faciès métamorphique mésozonal de schiste vert. Des filons de quartz se sont mis en place sous forme de stockwerks dans toutes de ces roches.

Les métasédiments ont été affectés par deux phases de déformation. La première (D1) a généré une schistosité (S1) de type plan-axial, bien exprimée dans les métapélites, et associée à une première phase de plissement d'axe E-W qui a causé le basculement général des couches vers le Sud et détermine leur orientation générale E-W à ENE-WSW. La seconde phase de déformation (D2) replisse cette structure selon une direction N-S et l'interférence avec les structures issues du premier plissement donne un axe de plissement incliné de 40 à 50° vers le sud. Les intrusions de diorite et de pegmatite ont eu lieu entre les deux phases de plissement et elles ont été affectées d'un métamorphisme mésozonal qui pourrait être associé à D2.

La première phase de plissement associée à la schistosité S1 et un éventuel premier métamorphisme sont vraisemblablement d'âge Kibarien. La seconde phase de plissement associée au métamorphisme mésozonal observé dans les métadiorites représenterait l'effet de la déformation Pan-Africaine. Ce serait la première fois que cette déformation (plissement d'axe N-S) est identifiée dans le Kibarien, en-dehors du Synclinorium de l'Itombwe.

REMERCIEMENTS

Nos remerciements s'adressent au Musée Royal de l'Afrique centrale grâce auquel ce travail a pu être réalisé. La collaboration a été réalisée dans le cadre du projet RA_S1_RGL_Georisk, de l'Accord-Cadre Coopération belge au développement - Musée Royal de l'Afrique centrale et du projet GeoRisCA (Grant SD/RI/02A) financé par la Politique Scientifique Fédérale belge. Merci également à la filiale Kamituga Mining de la société Banro Congo Mining pour leur hébergement, appui logistique et initiation à la géologie locale lors du séjour de G.M. Ilombe son travail de cartographie géologique et structurale à Kamituga, pour la courte visite organisée à Kamituga pour D. DELVAUX ainsi que pour nous avoir procuré les données structurales obtenues lors de leurs campagnes d'exploration. Merci également à J-R. Nshokano, O. Kashindi, I. Kabiona, D. Kalafula, F. Dunia pour leur accompagnement dans la récolte des données pour ce travail. Max Fernandez est également remercié pour ses remarques constructives.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BANRO CORPORATION, 2005. Ressource estimation and exploration potential at the Kamituga, Lugushwa and Namoya Concessions, Democratic Republic of Congo. NI 43-101 technical report: U2661 Banro 43101\Reps\007PITT2661_43-101_rep.doc.112p
- BRINCKMANN, J., LEHMANN, B., HEIN, U., HÖHNDORF, A., MUSSALLAM, K., WEISER, T. & TIMM, F., 2001. La géologie et la minéralisation primaire de l'or de la chaîne Kibarienne, nord-ouest du Burundi, Afrique orientale. *Geologische Jahrbuch Reihe*, D 101: 3-195.
- BUCHWALDT, R., TOULKERIDIS, T., TODT, W. & UCAKUWUN, E.K., 2008. Crustal age domains in the Kibaran belt of SW-Uganda: combined zircon geochronology and Sm–Nd isotopic investigation. *Journal of African Earth Sciences*, 51: 4-20.
- CAHEN, L., 1952a. Les groupes de l'Urundi, du Kibali et de la Ruzizi au Congo Oriental et Nord-Oriental. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 75, 1951-1952, Mém.: 1-72.
- CAHEN, L., 1952b. Esquisse tectonique du Congo belge et du Ruanda-Urundi au 1:300000°. Commission de Géologie du Ministère des Colonies, Bruxelles.

- CAHEN, L., 1963. Grands traits de l'agencement des éléments du soubassement de l'Afrique Centrale, esquisse tectonique au 1/500 000. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 85(6): 183-195.
- CAHEN, L. & LEDENT, D., 1979. Précisions sur l'âge, la paragenèse et la position des «granites à étain» dans l'E de l'Afrique centrale. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 88: 33-49.
- CAHEN, L., LEDENT, D., VILLENEUVE, M., 1979. Existence d'une chaîne plissée protérozoïque supérieur au Kivu oriental (Zaire). Données géochronologiques relatives au Supergroupe de l'Itombwe. *Bull. Soc. Belge de Géologie*, 88(1): 71-83)
- CAHEN, L. & SNELLING, N.J., 1966. The geochronology of Equatorial Africa. North-Holland Publishing Company, Amsterdam, 195 pp. FSSAP_2016_2017.
- CAHEN, L., VILLENEUVE, M., LAVREAU, J., FRAUTSHI, J.M., GERARDS, J. & THEUNISSEN, K., 1976. Réunion de travail des 1, 2 et 3 septembre 1975: La géologie des terrains précambriens voisins du fossé tectonique occidental, spécialement dans les régions sises de part et d'autre de la partie sud du lac Kivu et du nord du lac Tanganyika au Kivu, Rwanda et au Burundi. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.); Dept. Geol. Min., Rapp. ann. 1975: 143-170.
- CME & Co, 1997. Technical Evaluation of the operations and Holdings of Sakima S.A.R.L, Zaire, Central Africa. Prepared for Banro Resource Corporation.
- DELVAUX, D. & SPERNER, B., 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. *Geological Society, London, Special Publications*, 212: 75–100.
- DELVAUX, D., MULUMBA, J.-L., SEBAGENZI, M.N.S., FIAMA BONDO, S., KERVYN, F. & HAVENITH, H.-B., 2017. Seismic hazard assessment of the Kivu rift segment based on a new sismo-tectonic zonation model (Western Branch, East African Rift system). *Journal of African Earth Sciences*, 134: 831-855.
- DEBRUYNE, D., HULSBOSCH, N., VAN WILDERODE, J., BALCAEN, L., VANHAECKE, F. & MUCHEZ, P., 2015. Regional geodynamic context for the Mesoproterozoic Kibara Belt (KIB) and the Karagwe-Ankole Belt: Evidence from geochemistry and isotopes in the KIB. *Precambrian Research*, 264: 82-97
- FERNANDEZ-ALONSO, M., CUTTEN, H., DE WAELE, B., TACK, L., TAHON, A., BAUDET, D. & BARRITT, S.D., 2012. The Mesoproterozoic Karagwe-Ankole Belt (formerly the NE Kibara Belt): the result of prolonged extensional intracratonic basin development punctuated by two short-lived far-field compressional events. *Precambrian Research*, 216-219: 63-86.
- FERNANDEZ-ALONSO, M., DEWAELE S., LAGMOUCH M., BAUDET, D., LAHOUE, P., KAMPATA, D., MUPANDE, J-F., BADOSA, T., KALENGA, H., ONYA, F., MAWAYA, B., MASHAGIRO, H., KANDA-NKULA, V., LUAMBA, M., MPOYI, J., DECREÉE, S. & LAMBERT, A., 2017. Carte géologique de la R. D. Congo, Ministère des mines de la République Démocratique du Congo.
- OGER, F., 1992. Evaluation de la minéralisation aurifère du gisement de Kamituga (Kivu-Zaire), travail de fin d'étude, université de Liège, inédit.
- GERARDS, J. & LEDENT, D., 1970. Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur l'âge de ces roches. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 93: 477-489.
- KAMPUNZU, A.B., BONHOMME, M.G. & KANIKA, M., 1998. Geochronology of volcanic rocks and evolution of the Cenozoic western branch of the East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 23(3), 441-491.
- KAMPUNZU, A.B., RUMVEGERI, B.T., KAPENDA, D., LUBALA, R.T. & CARON, J.P.H., 1986. Les Kibarides d'Afrique centrale et orientale: une chaîne de collision. UNESCO, *Geology for Development Newsletter* 5, 125–137.
- KLERKX, J., LIEGEOIS, J.-P., LAVREAU, J. & CLAESSENS, W., 1987. Crustal evolution of the northern Kibaran Belt, eastern and central Africa. In: Kröner, A. (Ed.), *Proterozoic Lithospheric Evolution*, vol. 17. American Geophysical Union and the Geological Society of America, pp. 217-233.
- KLERKX, J., LIEGEOIS, J.P., LAVREAU, J. & THEUNISSEN, K., 1984. Granitoides kibariens précoces et tectonique tangentielle au Burundi: magmatisme bimodal lié à une distension crustale. In: KLERKX, J., Michot, J. (Eds.), *African Geology, a Volume in Honour of L. CAHEN*. Royal Museum for Central Africa, Tervuren, 29-46.
- KOKONYANGI, J., ARMSTRONG, R., KAMPUNZU, A., YOSHIDA, M. & OKUDAIRA, T., 2004. U–Pb zircon geochronology and petrology of granitoids from Mitwaba (Katanga, Congo): implications for the evolution of the Mesoproterozoic Kibaran belt. *Precambrian Research*, 132: 79-106.
- KOKONYANGI, J., KAMPUNZU, A.B., ARMSTRONG, R., YOSHIDA, M., OKUDAIRA, T., ARIMA, M. & NGULUBE, D.A., 2006. The Mesoproterozoic Kibaride belt (Katanga, SE D.R. Congo). *Journal of African Earth Sciences*, 46: 1-35.
- KOKONYANGI, J.W., YOSHIDA, M., SHABEER, K.B., KAMPUNZU, A.B., POUJOL, M. & OKUDAIRA, D., 2005. Petrology and geochronology of Mesoproterozoic mafic intermediate plutonic rocks from

- Mitwaba (D. R. Congo): implications for the evolution of the Kibaran belt in central Africa. *Geological Magazine*, 142: 109-130.
- LEFEVERE J., 2003. Analyse et interprétation du canevas lithostratigraphique et tectonique du synclinal de l'Itombwe (Sud Kivu-République Démocratique du Congo) à l'aide de données satellitaires et radar. Mém. inédit, Fac. Sciences, ULB, 109p.
- LEPERSONNE, J., 1974. Carte géologique et notice explicative du Zaïre. Echelle 1:2.00.000. République du Zaïre, Département des mines, Direction de la Géologie, Kinshasa, 67p.
- MONTEYNE-POULAERT G., DELWICHE R., CAHEN L. & SAFIANNIKOFF A., 1962. Ages de minéralisations pegmatitiques et filoniennes du Kivu méridional (Congo oriental), Indications préliminaires sur les âges de phases pegmatitiques successives, *Bulletin de la Société belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologie*, 71(2): 272-295.
- RAMSAY, J.G. & HUBER, M.I., 1983. The techniques of Modern Structural Geology. 1: Strain Analysis. London: Academic press, 391p.
- RUMVEGERI, B.T., BINGEN, B. & DERRON, M.H., 2004. Tectonomagmatic evolution of the Kibaran Belt in Central Africa and its relationships with mineralizations: a review. *Africa Geoscience Review*, 11 (1): 65-73.
- SAFIANNIKOFF A., 1950. Le système de l'Urundi et de la Ruzizi au Kivu et les intrusions granitiques. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 73, 1949-1950, Mém.: 87-96.
- TACK, L., DE PAEPE, P., LIEGEOIS, J.P., NIMPAGARITSE, G., NTUNGICIMPAYE, A. & MIDENDE, G., 1990. Late Kibaran magmatism in Burundi. *Journal of African Earth Sciences*, 10: 733-738.
- TACK, L., LIÉGEOIS, J.P., DEBLOND, A. & DUCHESNE, J.C., 1994. Kibaran A-type granitoids and mafic rocks generated by two mantle sources in a late orogenic setting (Burundi). *Precambrian Research*, 68: 323-356.
- TACK, L., WINGATE, M.T.D., DEWAELE, B., MEERT, J., BELOUSOVA, E., GRIFFIN, B., TAHON, A. & FERNANDEZ-ALONSO, M., 2010. The 1375 Ma "Kibaran Event" in Central Africa: prominent emplacement of bimodal magmatism under extensional regime. *Precambrian Research*, 180: 63-84.
- THEUNISSEN, K., 1988. Kibaran thrust fold belt (D1-2) and shear belt (D2'). IGCP No 255 Bulletin/Newsletter 1 (TU Braunschweig and RMCA, Tervuren), pp. 55-64.
- THEUNISSEN, K., 1989. On the Rusizian basement rise in the Kibara Belt of Northern Lake Tanganyika. Collision belt geometry or restraining bend emplaced in the late Kibaran strike-slip environment. IGCP No. 255 Bulletin/Newsletter 2 (TU Braunschweig and RMCA, Tervuren), pp. 85-92.
- TREGUS, S.H., 1988. Strain refraction in layered systems. *Journal of Structural Geology*, 10: 517-527.
- VILLENEUVE, M., 1977. Le Précambrien du Sud du lac Kivu (République du Zaïre). Thèse 3eme cycle, Université Aix-Marseille, III, 195 p.
- VILLENEUVE, M., 1980. Les formations précambriennes antérieures ou rattachées au Supergroupe de l'Itombwe au Kivu Oriental et méridional (Zaïre). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 89(4): 301-308.
- VILLENEUVE, M. & CHOROWICZ, J., 2004. Les sillons plissés du Burundien supérieur dans la chaîne Kibarienne d'Afrique centrale. *Comptes Rendus Geosciences*, 336: 807-814.
- VILLENEUVE, M. & GUYONNET-BENAIZE, C., 2006. Apports de l'imagerie spatiale à la résolution des structures géologiques en zone équatoriale: exemples du Précambrien au Kivu (Congo Oriental). *Photo-Interprétation*, 4(4): 3-22 et 59-67.
- VOLLMER, F.W., 2016. Orient 3: Spherical projection and orientation data analysis software. <http://www.frederickvollmer.com>.
- VILLENEUVE, A., 1988. Etude photogéologique du Synclinorium de l'Itombwe et des régions avoisinantes au sud du 3^{ème} Parallèle Sud (Kivu, Zaïre). *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 97(2): 211-221.
- WALEMBA, K. & MASTER, S., 2005. Neoproterozoic diamictites from the Itombwe Synclinorium, Kivu Province, Democratic Republic of Congo: Palaeoclimatic significance and regional correlations. *Journal of African Earth Sciences*, 42: 200-210.