

Caractéristiques géologiques et pétrographiques des itabirites des Monts Zatua, nord-est de la R.D. Congo.

Makuku M.L.^{1,2*}, Ongendangenda A.³, Kanda N.V.^{2,3}, Kombie A.P.F.¹

ABSTRACT

Paper History

Received:

June 18, 2018

Revised:

August 30, 2018

Accepted:

September 10, 2018

Published:

November 27, 2018

Geological and petrographic characteristics of Banded Iron Formations (BIFs) of Zatua Hills, in the northeastern of R.D. Congo

Zatua Hills are located in the northeastern part of the DR Congo (Haut Uélé Province previously known as Orientale Province) and situated between southern Paulis (Isiro) and the northern Bafwasende Squared Degrees. In situ, the area is identified as a high elevated zone which remained the witness of stable zone not affected by the ancient erosion processes. Zatua hills are Paleoproterozoic age and constituted by kibalien greenstone rocks, which is divided into the two sub-groups, basic volcanic-dominated lower kibalien belts, and the sediment-dominated Upper Kibalian.

Keywords:

Kibalien, Zatusa
Pétrographie,
minéralogie, Itabirites,
microélectronique à
balayage

The lithology of Zatusa hills comprises granitoid (granodiorite, diorite, rhyolites, etc.), mafic and volcanic rocks (basalts, syenites, dolerite), fine grained meta volcano sedimentary rocks (phyllade, clay rich sediment and BIFs). The BIFs consist of various styles of iron ore mineralisation and comprise poorly enriched itabirite to enriched itabirite, friable laminated hematite probably of supergen origin, hard laminated to massive hematite, mineralized and unmineralized breccias. Magnetite, martite and hematite associated to some secondaries minerals such as goethite, gibbsite, kaolinite, strengite, variscite and others clay minerals are presents in BIFs. Petrographic analysis made from the samples collected in situ show that Zatusa Hills have some rich zones of iron grade with lesser deleterous elements such as Si, P, and Al. The enrichment of BIFs to iron ore was probably led by supergen process by which the meteoric water was circulated into the fractures, fold and unconformity zone organized by tectonic and sedimentary events.

¹Département d'Exploration et Production, Faculté de Pétrole, Gaz et Energies Nouvelles de l'Université de Kinshasa BP.127 Kinshasa XI, Kinshasa, RDC

²Centre de Recherches Géologiques et Minières de la RDC BP.898 Kinshasa-GOMBE, RDC

³Département des Geosciences, Faculté des Sciences de l'Université de Kinshasa., BP 190, Kinshasa XI, Kinshasa, RDC

* To whom correspondence should be addressed : levmakuku@gmail.com

INTRODUCTION

Les Monts Zatusa, une nouvelle source de minerai de fer parmi les plus connues en République Démocratique du Congo, est une région formée par trois dorsales située dans la Province de Haut-Uélé (dans l'ancienne Province Orientale), à cheval entre le degré carré de Paulis (Isiro) au sud et le degré carré de Bafwasende au nord. Ces dorsales forment sur le terrain des reliefs élevés dus à leur résistance aux paléo-érosions et sont identifiées dans les formations d'âge Paléo-Protérozoïque du pays, localement appelées « Kibaliens ». Longs d'environ 15 Km et larges d'au moins 1 km, ces dorsales orientées NW-SE, possèdent des embranchements Est et Ouest qui se croisent dans sa partie SE. Les dorsales des Monts Zatusa sont riches en minerai de fer, mais présentent des zones riches en fer discontinues, entrecoupées par les itabirites pauvres ou riches ou encore par les sédiments ferrugineux (argiles), les dolérites, les porphyres quartziques.

Les roches de la Province de Haut-Uélé appartiennent presque entièrement à des formations précambriennes. Une vaste étendue de roches cristallines, au moins en partie ignées (granitoïdes, microgranites, alaskites, rhyolites, syénites, etc...) allongée NW-SE, sépare les Groupes du Lindien des plages du Kibalien observées au SW et de bandes de Kibalien, de Mozambiquien

et de Garambien situées vers le NE [LAVREAU et al., 1982].

D'après la 24ème session du Congrès Géologique Internationale en 1972, on adopte pour le Précambrien la classification suivante [SICAI, 1974]:

- **L'Archéen** : Il est constitué essentiellement du bas en haut (**figure 1**) : des Complexes de Bomu et de la Garamba. Le complexe de Bomu est constitué de gneiss à amphibole, généralement grénatifères, parfois à pyroxène et gneiss à biotite ou à deux micas tandis que le Complexe de la Garamba est constitué des gneiss, gneiss amphiboliques et micaschistes, avec peu de quartzite, de schiste quartzeux et de roches cristallines.
- **Le Paléoprotérozoïque** (Kibalien) : Il est constitué des roches métamorphiques complètement entourées des roches granitiques, des roches de faciès des schistes séricitochloriteux et des schistes biotitiques à albite et épidote, des talcschistes, des quartzites, des conglomérats, des roches carbonatées, des itabirites, des laves schistifiées, etc... Les itabirites forment un élément constitutif caractéristique du Kibalien [WOODTLI, 1961]. Le Mésoprotérozoïque est totalement absent dans la région nord est de la RDC.

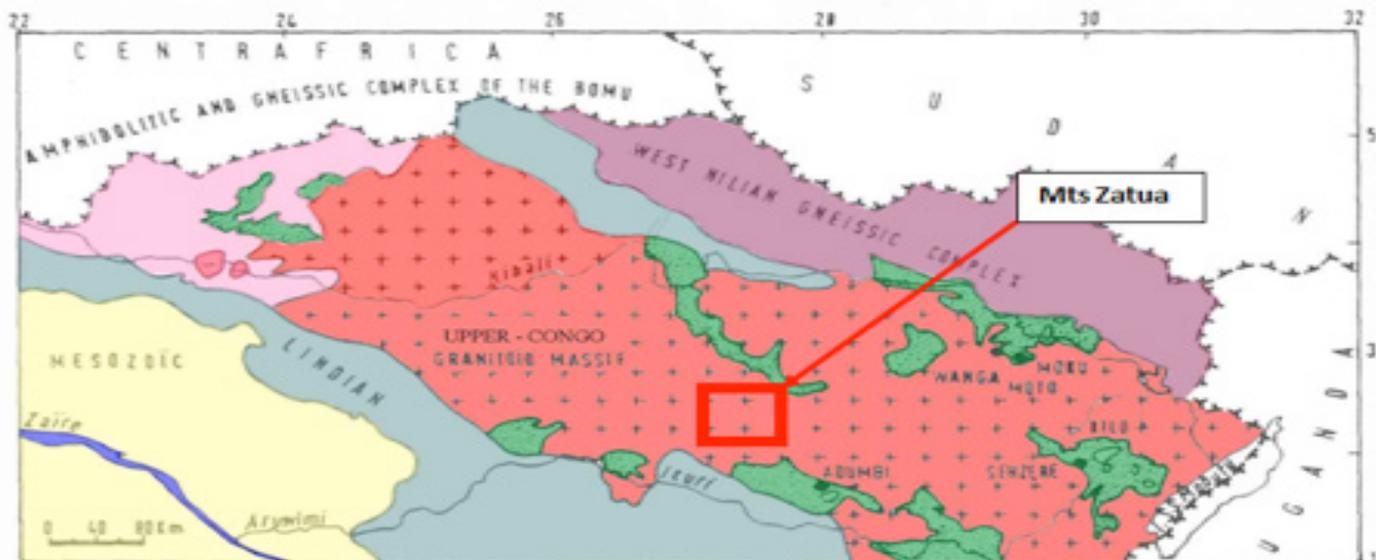


Figure 1 | Carte géologique régionale de l'ex-Province Orientale [LAVREAU, 1982B].

- **Le Néoprotérozoïque** (Le Lindien) constitué des arkoses localement conglomératiques surmontant des shales brun-rouge ou noirs à intercalations calcarodolomitiques et des quartzites (Groupe d'Arwimi), des shales psammitiques, de dolomies zonaires, de calcaires oolithiques rouges, les arkoses et tillites (Groupe de Lokoma) et les orthoquartzites (Groupe d'Ituri).
- **Des formations Mésozoïques** constituées des argillites rouges ou vertes avec intercalations des grès mauves très tendres (Série de Bokungu du Crétacique inférieur), grès très fins roses, blancs, gris, verts, à nombreuses intercalations d'argillites vertes à noires, parfois bitumineuses (Série de la Lova, de la base du Crétacique) et grès et shales brun-rouge (Série de la Haute-Lueki du Triassique inférieur).

Les bandes vertes représentent la ceinture des roches vertes d'âge paléoprotérozoïque (le Ganguien et le Kibalien) (figure 1).

Les Monts Zatusa sont constitués du point de vue topographique de trois dorsales principales mesurant toutes environ 15 km de long et présentant une orientation Nord-Ouest avec une vergence en direction du SE (figure 2). La géologie de ces dorsales est dominée par les itabirites, à la fois magnétitifères et hématitifères ainsi que des roches volcano sédimentaires. La minéralisation contenant de l'hématite se développe dans des zones discrètes situées dans ou à proximité de la séquence itabirite de minerai prototype.

Un grand nombre de brèches se trouvent dans la région, dont certaines contiennent des clastes d'hématite laminée. On observe cependant qu'elles se forment au-dessus de l'itabirite (ces brèches pourraient être enrichies superficiellement), et un travail de terrain supplémentaire ainsi qu'une étude pétrologique systématique sont recommandés afin de confirmer que la majorité des brèches provient de la minéralisation.

Cette étude a été réalisée dans le but d'observer les zones de concentration de fer à forte teneur et les caractéristiques géologiques des formations géologiques qui les contiennent ainsi que la minéralisation y associée.

MATERIEL ET METHODES

Un lever géologique des multiples sites des Monts Zatusa a été réalisé et plusieurs échantillons ont été récoltés dans ces différents sites parmi lesquels vingt-quatre ont été sélectionnés pour les analyses macroscopiques et microscopiques.

Les sections polies et lames minces confectionnées ont fait l'objet d'analyses microscopiques à l'aide d'un microscope polarisant et d'un microscope électronique à balayage dans le but d'identifier les éléments délétères au fer métal, mais aussi de déterminer le processus génétique ayant conduit à l'enrichissement des itabirites en minerais de fer.

RESULTATS

Minéralisations

Itabirites

Minéralogiquement, les itabirites sont généralement constituées par des bandes alternantes riches en silice ou en magnétite (figure 2). Ces couches sont intercalées dans des écaillés variant de quelques millimètres à environ 1,5 cm. La silice est présente sous diverses formes, allant d'une variété à silice et/ou chert fin à un matériau plus grossier, souvent plus pâle. Les bandes peuvent être latéralement continues, présentant une épaisseur relativement uniforme sur la totalité de la surface étudiée, ou peuvent présenter une forte discontinuité, avec des filonnets de silice présentant des pincements ou des renflements sur quelques centimètres [DALSTRA, 2004].



Figure 2 | Image d'échantillons d'itabirites des Monts Zatusa.



Figure 3 | Photographie d'échantillons d'hématite massive et laminée des Monts Zatuwa. (3a :Hématite laminée , 3b : Hématite massive , 3c : Hématite massive bleue)

Minéralisation en hématite

La minéralisation en hématite a été rencontrée en plus ou moins grande proportion sur les trois dorsales et plusieurs échantillons sur ces minéralisations ont été prélevés. La minéralisation semble être dominée par le type laminé, avec des intercalations généralement espacées de 0,5 à 3 cm et des intercalations parfois fines (inférieures à 0,5 cm) de matériau goethitique érodé. Le minerai laminé se fissure également le long des intercalations et à travers de ces dernières pour former un type de minerai « biscuité » identifié en plusieurs endroits (**figure 3a**). On note également la présence d'hématite massive (**figures 3b et 3c**).

Brèches minéralisées et non-minéralisées

Un grand nombre de brèches riches en fer a été observé dans les blocs de roches et sur les affleurements. Dans les affleurements, elles tendent à former des affleurements bas, équidimensionnels, mesurant généralement moins de 5 m de long, ou dans des zones plates constituant la base des grands plateaux ouverts, où sa surface peut être nettement plus importante.

Au terme de la cartographie, ces brèches ont été subdivisées en fonction de la présence ou de l'absence de clastes d'hématite identifiables ; d'où les noms de « brèches minéralisées » (BRM, contenant des clastes hématitiques) comme reporté dans la **figure 4** et « brèches non minéralisées » (BRU, ne contenant pas de clastes hématitiques identifiables). Les brèches de surface portent des clastes qui sont pour l'essentiel une minéralisation d'hématite sub-anguleuse à anguleuse. La matrice est riche en argile et en goethite (**figure 4**).



Figure 4 | Brèches minéralisées (a), (b) et non minéralisées collectées (c) et (d) sur le flanc des Monts Zatuwa.

Pétrographie

L'ensemble des observations pétrographiques et métallographiques effectuées des échantillons analysés aux microscopes (électronique à balayage et métallographique) est illustré par les **figures 5 à 8**.

Brèches minéralisées en fer

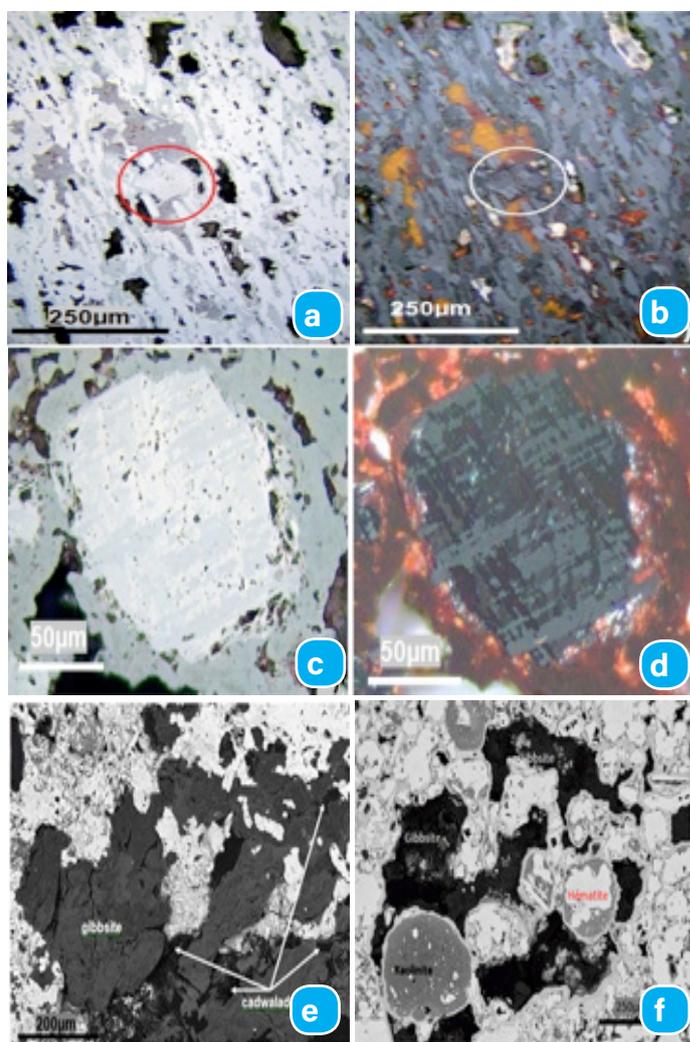


Figure 5 | Observation microscopique en lumière naturelle (a) et en lumière polarisée (b) d'une brèche montrant les traces de la magnétite oxydée en martite; (c) en lumière réfléchi montrant l'oxydation de la magnétite en martite avec texture en treillis; (e) et (f) d'une brèche à partir du microscope électronique à balayage illustrant les relations entre la kaolinite légèrement ferrugineuse à éléments arrondis (gris moyen), le gibbsite (gris sombre) et la goethite concrétionnée (gris clair) qui sont présentes tout autour de la bordure de la martite (blanche) et de la kaolinite.

Hématite

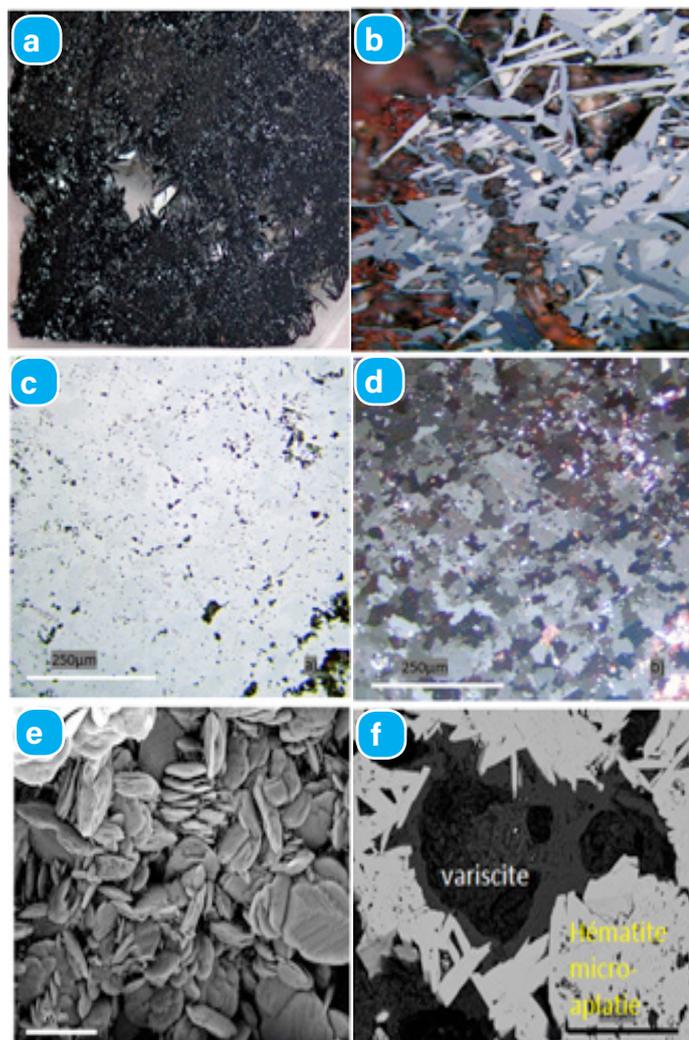


Figure 6 | Observation microscopique d'une hématite montrant la section polie (a) et (b) en lumière réfléchie, l'hématite micro-aplatie dans les pores après lessivage de la silice; en lumière réfléchie prise en lumière naturelle (c) et en lumière polarisée (d) illustrant une plage constituée de martite recristallisée dans laquelle les textures en forme de treillis ont été effacées suite au développement des grains secondaires; d'une hématite à partir du microscope électronique à balayage illustrant la présence de l'hématite microaplatie ou recristallisée (e) et de la variscite (f) dans la matrice comme minéraux secondaires issus de la précipitation.

Itabirites

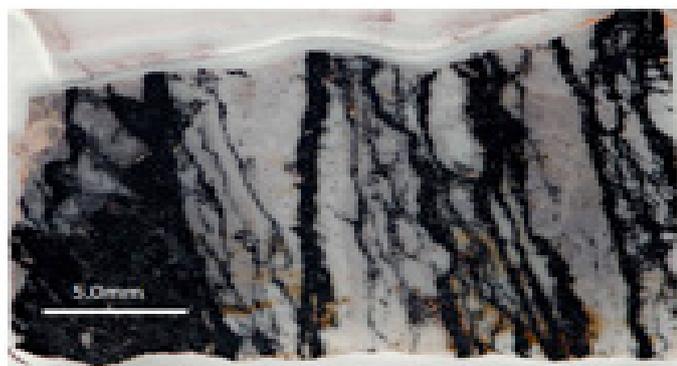


Figure 7 | Photo illustrant l'apparence d'une section polie constituée de l'alternance des bandes de minerai de fer et des bandes riches en quartz dans lequel les bandes montrent la présence des déformations et la recristallisation des minéraux.

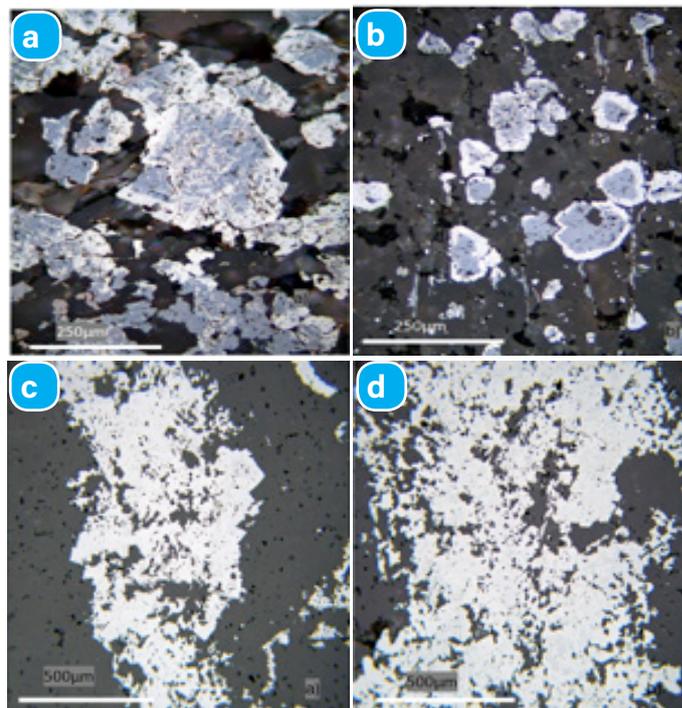


Figure 8 | Observation microscopique en lumière réfléchie illustrant (a) la continuité du processus de remplacement de la martite (en blanc) par la goéthite (en gris), (b) la martite pseudomorphe après transformation de la magnétite par oxydation dans laquelle l'intérieur d'agrégats de martite (en blanc) a été remplacé par la goéthite (en gris); (c) et (f) en lumière réfléchie illustrant la présence d'une microbande de la magnétite qui a été profondément oxydée en martite (en blanc). Le quartz environnant a une couleur grise.

DISCUSSIONS

Les 24 échantillons sélectionnés pour les analyses pétrographiques et métallographiques nous ont aidé à pousser les arguments concernant les paragenèses magnétite-martite-hématite, le lessivage de la silice, le développement d'hématite micro-aplatie ou recristallisée, le développement de la goéthite et les autres minéraux secondaires considérés comme déléteurs pour les minerais de fer.

Paragenèse Magnétite-Martite-Hématite

En nous référant aux observations macroscopiques et microscopiques dans les plages précédentes, nous nous apercevons que l'oxyde de fer du départ des itabirites des Monts Zatuá était la magnétite (figure 8c et 8d), idéalement ($2\text{Fe}^{+3}\text{Fe}^{+4}\text{O}_2$), qui a été profondément oxydée en martite (Fe_2O_3) comme l'exprime l'équation suivante [MORRIS et FLETCHER, 1987]:



Le processus d'oxydation a commencé autour des grains et le long des fractures à partir desquelles, il a progressé parallèlement à diverses directions des axes cristallographiques de la magnétite et a conduit au développement d'agrégats de martite sous forme de réseaux de treillis, reflétant les positions des plans cristallographiques de la magnétite par rapport aux plans de cations d'oxygène observés dans les structures cubiques de la magnétite et rhomboédriques de l'hématite.

Comme le processus d'oxydation est entamé, les cristaux de la martite lamellaire s'élargissent progressivement et deviennent plus abondants jusqu'à ce que les cristaux restants de la magnétite soient complètement oxydés et remplacés par les agrégats de martite [IAN, 2009]. Ces lamelles et structures en treillis de la martite sont communément préservées et servent de témoins de la présence de la magnétite comme minéral prototype (figure 5c et

5d). Localement, il existe des reliques de cristaux de la magnétite à l'intérieur des noyaux d'agrégats de martite. Les fins cristaux de la martite produits pendant le processus d'oxydation forment communément les substitutions pseudomorphes de la magnétite en préservant ses détails sur les microstructures primaires.

Dans beaucoup de cas, la martite pseudomorphe est constituée d'agrégats finement grenus montrant les étapes précoces de la recristallisation et le développement des grains. Dans ces cas, les particules de la martite sont recristallisées et les processus de développement des grains sont initiés dans la conversion des lamelles de la martite aux cristaux équidimensionnels. Ces agrégats montrent typiquement une forte irrégularité dans les contours des cristaux formés, indiquant ainsi le manque d'équilibre cristallographique (figure 6d).

Lessivage de la silice et développement d'hématite micro-aplatie

Les évidences sur les textures décrites dans la partie pétrographique suggèrent que la plupart des échantillons des itabirites dans la suite étudiée est constituée des bandes de quartz et de la magnétite (figure 7). Ces itabirites sont considérées comme les prototypes de minerais de fer et contiennent environ 50 % ou moins de Fe_2O_3 avec prédominance de la silice. La majorité d'échantillons analysés présente une teneur en silice <1.0%, ce qui suggère que la majorité de la silice primaire a été lessivée des échantillons à une certaine étape et a été en relation avec le processus d'oxydation ayant donné lieu à la martitisation de la magnétite [MORRIS, 1980, 1985, 2002B]. Le lessivage de quartz a conduit au développement des pores dans la roche, lesquels persistent encore dans certains échantillons analysés. La présence d'abondants pores augmente la perméabilité et pourvoit un espace favorable pour la précipitation des minéraux secondaires (figures 5e et 5f, 6a et 6b et 6e et 6f).

La première étape du remplissage de ces pores par les fragments des roches constituant la matrice demeure le développement de l'hématite micro-aplatie. Typiquement, les cristaux d'hématite micro-aplatie forment un noyau sur la surface de la martite pseudomorphe et commencent à se développer (figures 6a, 6b, et 6e).

Le développement des cristaux d'hématite micro-aplatie reflète l'introduction dans le système d'un taux variable de fer additionnel conduisant à des degrés variables d'enrichissement en fer [IAN, 2009]. L'hématite micro-aplatie est un constituant important des minerais de fer riche, mais quasi absente dans les minerais pauvre en fer. L'hématite micro-aplatie se développe vraisemblablement avec une légère augmentation de température, laquelle est responsable de la recristallisation précoce de la martite (figures 6a et 6b, 6e et 6f), [STREZOV, 2010].

Ces cristaux d'hématite sont cimentés par les cristaux bien formés d'hématite secondaire associés à la goethite et aux autres minéraux secondaires déposés postérieurement, et forment une texture botryoïdale ou concrétionnée à l'intérieur des pores, mais parfois une texture acciculaire (figure 6a et 6b).

Développement de la goethite et les autres minéraux secondaires

Il est vrai que les minéraux secondaires sont issus de la précipitation dans les pores, dans les fractures et dans d'autres zones perméables sous les conditions de basse température, et près de la surface [MORRIS, 2002B]. Ces minéraux sont constitués en large partie par la goethite associée à l'hématite secondaire, la kaolinite, la gibbsite, solutions solides de strengite-variscite et la cadwaladerite. Les analyses pétrographiques présentées dans les pages précédentes ont essayé de fournir plus de détails, mais ici nous tenterons de donner les résumés.

La nature poreuse et perméable de beaucoup d'échantillons

permet une libre circulation des aquifères et fournit des sites appropriés pour la précipitation d'un ou plusieurs minéraux secondaires, notamment la goethite, la kaolinite, la gibbsite et la série des solutions solides de strengite-variscite et sources d'une proportion importante des éléments délétères ou impuretés dans la majorité d'échantillons (figure 5e et 5f).

1. *Goethite* : Elle présente une phase ubiquiste et elle est le minéral le plus abondant des minéraux secondaires dans les échantillons traités. Elle est développée sous forme des fines bandes, à texture botryoïdale ou concrétionnée sur les surfaces externes des cavités lessivées, le long de fractures, dans d'autres espaces perméables de la roche et sert comme matrice cimentant les fragments de roches (cas des brèches susmentionnées) (figures 5e et 5f, 8a et 8b).
2. *Hématite secondaire* : L'hématite secondaire est de loin moins abondant que la goethite parmi les minéraux précipités dans les pores à la dernière phase (textures botryoïdales ou concrétionnées). Là où elle est présente, elle est souvent associée en couche avec la goethite et, en quelque sorte, elle représente le produit de déshydratation de la goethite (figures 5e et 5f). A la différence avec la goethite associée, les analyses microscopiques au Microscope Electronique à Balayage (MEB) de ce type d'hématite montre qu'elle est proche de la composition de Fe_2O_3 théorique et est essentiellement libre des impuretés associées à la goethite (figure 6f).
3. *Kaolinite* : La kaolinite est en très faible quantité, mais peut varier dans quelques échantillons où elle occupe, seule ou en association avec d'autres impuretés, les pores et les fractures. Elle montre aussi un mode inhabituel d'occurrence dans lequel elle est présente sous forme de petits corps arrondis qui peuvent être induits, par la goethite ou les autres minéraux secondaires (figure 5f). La kaolinite montre communément divers degrés de ferruginisation secondaire marqués par la coloration rougeâtre et les milliers d'inclusions d'hématite.
4. *Gibbsite* : La gibbsite montre le même mode d'occurrence que la kaolinite, mais reste le minéral le plus commun. Elle est seule ou en association avec la goethite et/ou la kaolinite (figure 5e). Les analyses faites au MEB montrent que la gibbsite est constituée essentiellement d'Al, mais sa teneur en eau et son degré de cristallinité sont variables. La gibbsite est souvent une phase très tardive de précipitation et elle se localise au noyau de la goethite dans les pores ou encore au centre de la goethite transgressive des fractures.

Solutions solides de strengite-Variscite (idéalement formulée : $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} - \text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) : Quelques échantillons analysés dans cette zone montrent une teneur élevée de phosphore, laquelle est la plus élevée possible rencontrée dans les associations d'éléments encaissés par la goethite (figures 6f). Une proportion importante de phosphore reporté dans les échantillons analysés provient des solutions solides de strengite-variscite [WELLS et al., 2011]. Malheureusement, ces minéraux sont présents en intercroissance avec les agrégats de martite et les minéraux secondaires, les rendant ainsi difficiles au lessivage.

Cadwaladérite et phases associées : La cadwaladérite ($\text{AlCl}(\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) est le minéral riche en chlore identifié dans divers gisements de fer, en occurrence dans les échantillons de Monts Zatia Ouest (figures 5e et 5f). Cette phase est présente sous forme de fins grains en intercroissance avec la gibbsite et/ou les solutions solides de strengite-variscite, mais sa composition est variable et reflète un minéral amorphe.

CONCLUSION

Les Dorsales des Monts Zatia forment topographiquement trois branches de dorsales orientées globalement NW – SE, lesquelles se

rencontrent en un point dans la partie SE. Ces Monts sont constitués géologiquement à partir de la base, des formations géologiques suivantes :

- roches volcano sédimentaires dont la dolérite en est la principale roche;
- phyllades;
- sédiments argileux;
- itabirite pauvre friable;
- itabirite enrichie;
- hématite riche en fer (zone de transition);
- hématite friable et dure;
- brèches minéralisées et non minéralisées.

Les itabirites sont généralement dominées par des bandes alternantes riches en silice ou en magnétite. La silice est présente sous diverses formes, allant d'une variété à silex et/ou chert fine à un matériau plus grossier, souvent plus pâle. Les bandes peuvent être latéralement continues, présentant une épaisseur relativement uniforme sur la totalité de la surface étudiée, ou peuvent présenter une forte discontinuité, avec des filonnets de silice présentant des pincements ou des renflements sur quelques centimètres.

Les principales minéralisations qu'on trouve dans les Monts Zatawa sont la magnétite relique non encore oxydée, la martite en plein processus de recristallisation, l'hématite massive dont les laminations sont détruites suite au processus de recristallisation, l'hématite friable laminée, l'hématite micro-aplatie développée dans les zones poreuses à défaut de remplissage des minéraux secondaires et la goethite. En dehors de ces minéralisations définies, on note aussi la présence des minéraux secondaires considérés comme les véritables matrices pour la consolidation de la roche (goethite, gibbsite, kaolinite, strengite, variscite et d'autres minéraux argileux).

Les observations macroscopiques des échantillons collectés *in situ* et les analyses microscopiques aux microscopes optiques et électroniques à balayage ont clairement montré que la majorité d'échantillons de minerais de fer des Monts Zatawa est en plein processus de recristallisation. Cet argument est justifié par la présence des reliques de magnétite non encore transformée en hématite, la structure en treillis de la martite lors de l'oxydation de la magnétite et les contours curvilignes de la martite pour les échantillons dépourvus des pores dans lesquels les cristaux de la martite sont jointifs.

RESUME

Les dorsales des Monts Zatawa, une région située dans la partie nord-est de la République Démocratique du Congo, Province de Haut-Uélé (dans l'ancienne Province Orientale), est à cheval entre le degré carré de Paulis (Isiro) au sud et le degré carré de Bafwasende au nord. Ces dorsales forment sur le terrain des reliefs élevés à cause de leur résistance aux paléo-érosions. Les dorsales des Monts Zatawa sont d'âge PaléoProtérozoïque et sont constituées des ceintures de roches vertes kibalienne, qui sont divisées en deux sous-groupes à savoir le Kibalien Inférieur dominé par les roches volcaniques basiques, et le Kibalien Supérieur dominé par les métasédiments.

La lithologie de ces dorsales comprend des granitoides (granodiorite, diorite, rhyolites, etc), des roches volcaniques basiques (basaltes, dolérites), les roches volcano sédimentaires (phyllades, roches argileuses et des BIFs). Les BIFs correspondent à des divers styles de minéralisation de minerai de fer et contiennent des itabirites faiblement enrichies à enrichies, de l'hématite en feuilletés et friable probablement d'origine supergène et de l'hématite feuilletée à massive, des brèches minéralisées et non minéralisées. On y trouve principalement la magnétite, la martite et l'hématite associées aux minéraux secondaires comme la goethite, la gibbsite, la kaolinite, la strengite, la variscite et d'autres minéraux argileux issus de processus de précipitation dans les pores. Les

analyses pétrographiques des échantillons collectés sur le terrain montrent que les monts Zatawa sont constitués des zones riches en fer. L'enrichissement des itabirites en minerais de fer de teneur élevée s'est réalisé grâce aux processus supergènes par lesquels l'eau tectonique a circulé dans les zones de faiblesses apprêtées par la tectonique (plissement, fractures et failles) et la sédimentation (joints de stratification et les zones perméables).

Mots clés:

Kibalien, Zatawa, Pétrographie, Minéralogie, Itabirites, Microscope électronique à balayage.

REFERENCES

- DALSTRA H., and GUEDES S. T., [2004]: *Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: A comparison of the Carajas, Hamersley, and other iron ores: Economic Geology*, 99, 1793-1800.
- IAN L. C., [2009]: *Mass transfer during the conversion of banded Iron Formation to Iron ore*, PhD, Imperial College London, Department of Earth Science and Engineering Royal School of Mines.
- LAVREAU J., [1982b]: *the Archaean and Lower Proterozoic of Central Africa. Revista Brasileira de Geociências*, 12, 1-3, 187-192.
- MORRIS R. C., [1980]: *A textural and mineralogical study of the relationship of iron ore to banded iron-formation in the Hamersley iron province of Western Australia: Economic Geology*, 75, 184-209.
- MORRIS R. C., [1985]: *Genesis of iron ore in banded iron-formation by supergene and supergene-metamorphic processes - a conceptual model*, in Wolf, K. H., ed., *Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits*, 13: Amsterdam, Elsevier, p. 73-235.
- MORRIS R. C., [2002b]: *Iron ore genesis and post-ore metasomatism at Mount Tom Price, Iron Ore 2002: Perth, Australia, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy Publication Series 7/2002*, 1-13.
- MORRIS R. C., and FLETCHER A. B., [1987]: *Increased Solubility of Quartz Following Ferrous Ferric Iron Reactions: Nature*, 330, 558-561.
- SOCIETA D'INGEGNERIA E CONSULENZA ATTIVITA INDUSTRIALI [1974]: *Minerai de fer de la Télé. Prospection préliminaire. En République du Zaïre : Etude sur le développement intégré du Nord-Est. Phase 1 – Inventaire et diagnostic. Vol. NEG-T3-V2-7/1*, 74pp.
- STREZOV V., ZIOLKOWSKI A., EVANS T.J., and NELSON P.F., [2010]: *Assessment of evolution of loss on ignition matter during heating of iron ores: Journal of Thermal Analysis and Calorimetry*, 100, 901-907.
- WELLS M., and RAMANAIDOU E.R. [2011]: *Occurrence and mineralogical association of phosphorus in Australian bedded iron ore deposits. Iron Ore 2011: Perth, Australasian Institute of Mining and Metallurgy*, p. 331-336
- WOODTLI R. [1961]: *Iron ore resources of the north-eastern Congo. Econ. Geol.*, 56, 81.

 This work is in open access, licensed under a Creative Commons Attribution 4.0 International License. The images or other third party material in this article are included in the article's Creative Commons license, unless indicated otherwise in the credit line; if the material is not included under the Creative Commons license, users will need to obtain permission from the license holder to reproduce the material. To view a copy of this license, visit <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>