

SUR LES MODALITES DE DEPOTS DES FILONS HEMATIFERES  
DU MWASHYA SUPERIEUR (PRECAMBRIEN SUPERIEUR)  
DE LA REGION DE LUBUMBASHI, SHABA, ZAIRE<sup>1</sup>

par

Roland BUFFARD<sup>2</sup> & Liboire MUHAGAZE<sup>3</sup>

(4 figures)

**RESUME.**— Les filons hématifères du Mwashya supérieur de Lubumbashi considérés longtemps comme des "apports" de nature hydrothermale résultent de la surimposition d'un métamorphisme régional de basse température sur des horizons chimico-détritiques riches en oxydes de fer associés soit à des séquences alternantes à causes saisonnières, soit à des interbanes localisés le long de diasthèmes privilégiés (Filons-couches) ou constituent le remplissage "per descensum" d'un réseau de fissures (filons transverses). Les modifications apportées se traduisent par des silicifications, des talcifications et une remobilisation *in situ* des oxydes de fer primaires (goethite) en hématite. Elles s'accompagnent au niveau des fissures par une migration des oxydes des épontes vers le filon où ils constituent de larges plages bien cristallisées en bordure de celui-ci.

**ABSTRACT.**— The hematitic veins of the Upper Mwashya in Lubumbashi have always been considered as of hydrothermal origin. However they are the result of a regional metamorphism of low temperature on chemical and detrital horizons rich in iron oxides. These horizons are associated with alternating sequences due to seasonal changes or with interfaces localised along the main hiatuses (vein layers). The hematitic veins may also be the result of the filling *per descensum* of a fissure network (transversal veins). The observed modifications are silicification, talcification or a renewed remobilisation *in situ* of goethite into hematite. In the fissures the modifications are accompanied by a migration of the oxides from the walls of the vein into the vein where they form well crystallized large islands at the border of the vein.

### I.- INTRODUCTION

Les formations précambriennes des environs de Lubumbashi, chef-lieu du Shaba, se caractérisent par le développement d'un important système filonien. Certains de ces filons sont si riches en oxydes de fer qu'ils constituent de véritables filons "hématifères". Ils se rencontrent essentiellement dans les assises de "Mwashya" et du "Grand Conglomérat" qui affleurent au droit des anticlinaux de Kifumanzi, Ruashi, Lupoto-Kisanga et Kipushi (fig. 1).

La subdivision actuelle du Précambrien supérieur local (Katanguien) reste encore très aléatoire. Plusieurs types d'échelles stratigraphiques sont d'application, les unes binaires (M. Robert, 1956), les autres ternaires (L. Cahen & J. Lepersonne, 1967 ; A. François, 1973). L'échelle proposée par L. Cahen & J. Lepersonne et utilisée pour la notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1/2.000.000e regroupe "le Grand Conglo-

mérat" et le "Mwashya" en un supergroupe indépendant faisant transition entre le Roan à la base et le Kundelungu. A partir des données de géologie régionale (L. Cahen, 1948 ; R. Rorive, 1952 ; J. Francotte, 1959 ; L. Cahen & J. Lepersonne, 1967 . . .) le Mwashya se divise en quatre grandes formations, qui sont à partir du sommet :

- Les Grès feldspathiques ± 30 m
- Les Schistes "noirs" graphiteux 50 à 100 m
- Les Schistes verts dolomitiques ± 100 m
- Le Petit Conglomérat de Mwashya 1 m.

<sup>1</sup> Manuscrit déposé le 2 janvier 1981.

<sup>2</sup> Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon - 6, Bd Gabriel, 21100 Dijon (France).

<sup>3</sup> Service des Mines du Burundi.

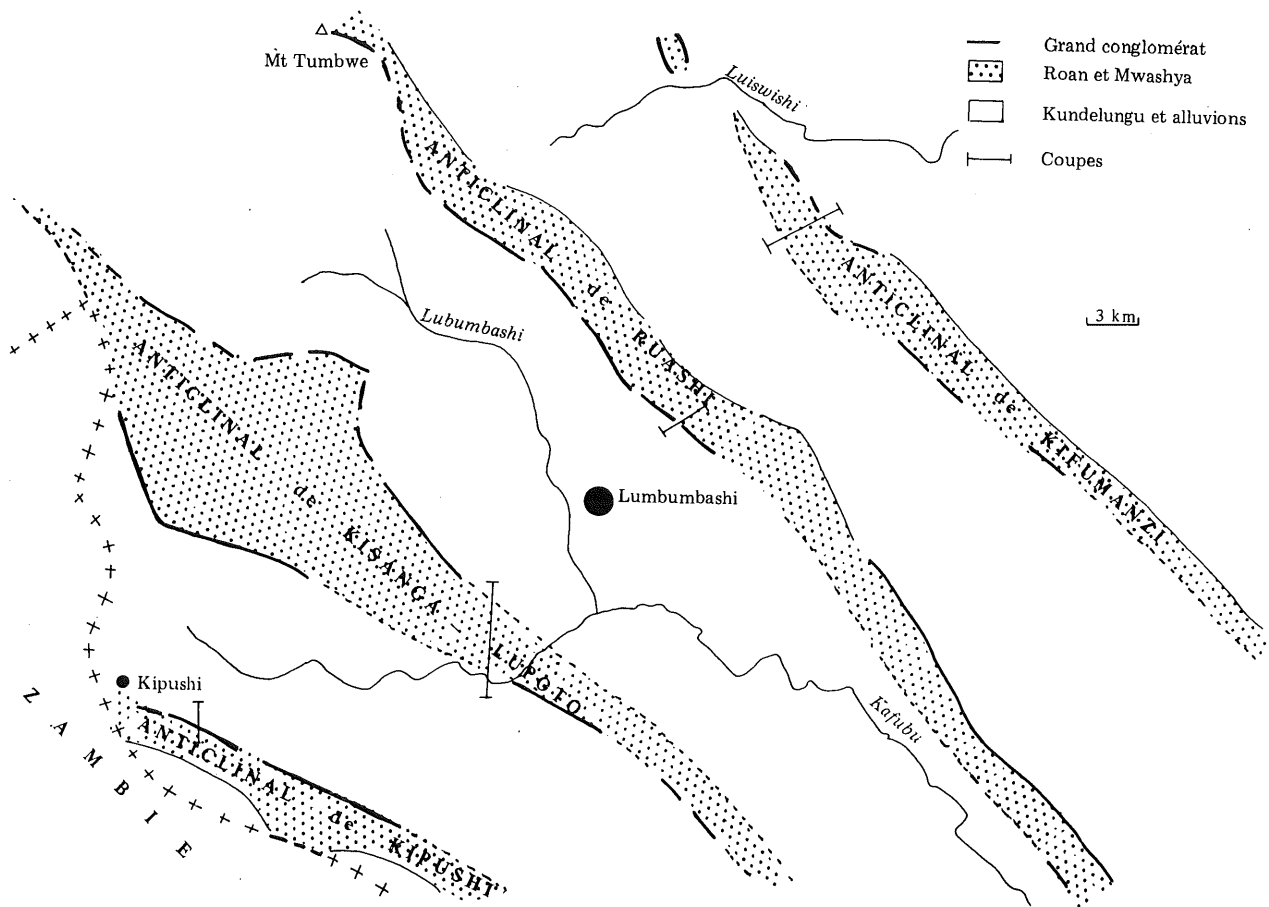


Figure 1.- Situation géographique et géologique de la région de Lubumbashi (d'après document C.S.K., 1925).

J.J. Lefèvre (1973, 1975) y ajoute à la base un puissant complexe volcano-sédimentaire où sont associées des assises, détritiques, carbonatées (dolomies à stromatolithes), siliceuses (oolithes), ferrugineuses mais surtout volcaniques (brèches, tuffites, laves spilitiques . . .). Enfin, cette succession lithologique n'est valable que pour la région de Lubumbashi, car le groupe de Mwashya lié à un environnement de type inter à supratidal subit d'énormes variations de faciès et d'épaisseur à l'échelle régionale.

Dans le secteur de Lubumbashi, les Grès feldspatiques se marquent dans le paysage par une succession de crêtes et de cuestas plus ou moins continue, reliquats d'un ancien relief appalachien ennoyé sous une importante couverture d'altération.

Les Schistes "noirs" graphiteux et les Schistes verts, entaillés par de nombreuses petites carrières sont très difficiles à différencier à même l'affleurement du fait de l'importance de la frange d'altération.

Quant aux autres formations : Petit conglomérat de Mwashya et "Ensembles volcano-sédimentaires" elles n'apparaissent pas ou restent sujettes à caution.

## II.- REPARTITION STRATIGRAPHIQUE DU SYSTEME FILONNIEN

Trois grandes zones peuvent être distinguées à partir des affleurements étudiés :

- Une zone inférieure, correspondant à la partie supérieure des Schistes verts dolomitiques, à la base et à la partie moyenne des Schistes "noirs" graphiteux se caractérisant par un grand développement des filons couches qui peuvent quelquefois constituer d'importants corps d'hématite massive (L. Muhagaze, 1977).
- Une zone moyenne s'identifiant au Schistes "noirs" graphiteux supérieurs. Elle se traduit par une relative

pauvreté en filons couches et transverses.

- Enfin, une zone supérieure, celle des Grès feldspathiques se concrétisant par l'abondance et l'unicité des filons transverses (fig. 2).

Afin de mieux comprendre les rapports existants entre ces filons et les roches encaissantes, il est intéressant de les replacer dans leur contexte pétrographique et stratigraphique.

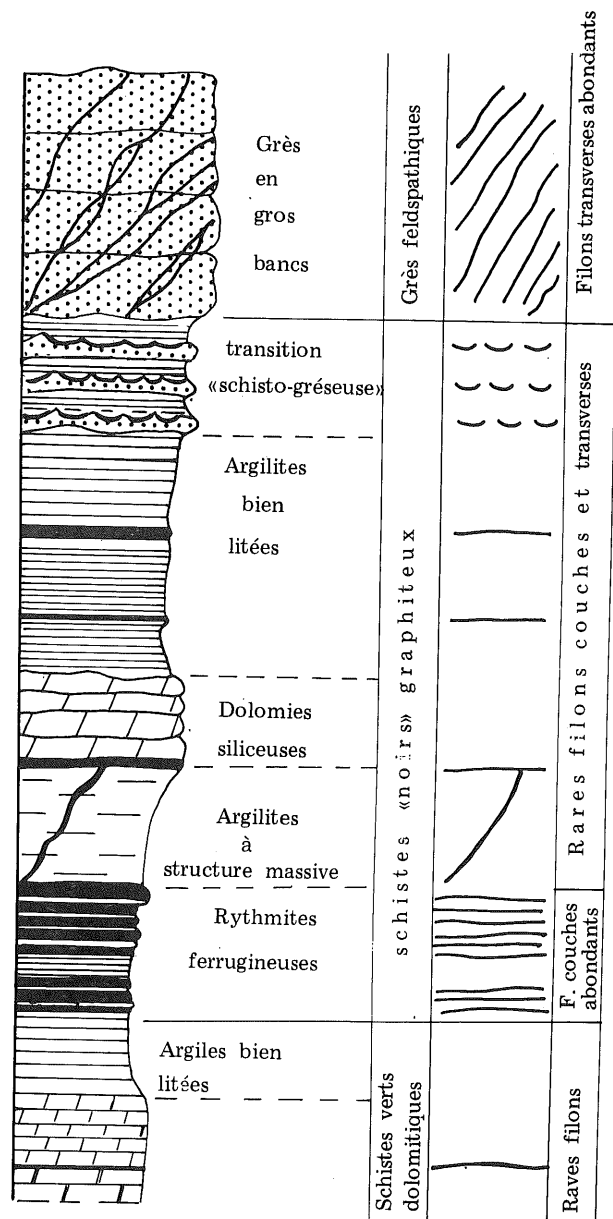


Figure 2

Représentation schématique des formations du "Mwashya supérieur" et des filons qui y sont associés. (épaisseur : environ 200 m).

## 2.1.- TRANSITION SCHISTES VERTS DOLOMITIQUES - SCHISTES "NOIRS" GRAPHITEUX

Il s'agit des ensembles les mieux représentés avec les Grès feldspathiques au niveau des affleurements. En effet, la présence de couches fortement silicifiées dans les anticlinaux de Kifumanzi et de Lupoto-Kisanga a donné naissance à un grand nombre de petites exploitations extractives artisanales. Loin d'être homogène, cette transition est constituée par une succession de niveaux pouvant être rapportés à trois faciès :

- Des complexes grés-ferrugineux de type alternant et rythmique, souvent fortement hématisés et prenant un aspect rubané qui les apparente à des "formations itabiritiques".
- Des argilites microgréseuses, parfois dolomitiques, de teinte foncée généralement grise, beige ocre ou violacée, finement litées mais quelquefois massives.
- Des dolomies siliceuses blanchâtres, disposées en petites plaquettes à revêtement talqueux.

### 2.1.1.- Ensembles rubanés

Ils sont très développés vers la base et à la partie moyenne des Schistes "noirs" graphiteux. Ils s'agit de dépôts détritiques fins, s'apparentant à des formations varvées constitués par une alternance d'horizons ferrugineux de teinte sombre (noire, brune, rouge-brique), centimétriques voir décimétriques et d'horizons gréseux de teinte plus claire (beige, jaunâtre) d'épaisseur identique. Les filons couches abondants semblent s'être mis en place aux dépens des horizons détritiques les plus fins. Certains filons peuvent prendre une expansion considérable et former de véritables complexes d'hématites massives dans lesquels toutes structures sédimentaires initiales ont disparu (ex : Carrières des Monts Kisanga). Les filons transverses sont inexistantes ou très rares se limitant aux fissures de quelques niveaux indurés.

### 2.1.2.- Argilites microgréseuses et dolomitiques

Elles constituent des horizons de puissance relativement importante d'ordre plurimétrique, de teinte généralement foncée : beige, ocre ou grise. Elles s'intercalent soit entre les Ensembles rubanés soit entre les assises de Dolomies siliceuses blanchâtres, auxquelles elles se substituent progressivement vers la partie moyenne des Schistes "noirs" graphiteux. Elles se présentent sous deux aspects :

- Bien litées en petits bancs centimétriques, elles sont pauvres en filons hématifères. Les rares filons-couches se localisent exclusivement au long de certains diasthèmes privilégiés, se situant toujours entre deux

entités lithologiquement différentes. Leur faible fissuration entraîne naturellement la rareté des filons transverses qui sont filiformes et discontinus.

- De structure massive, sans litage apparent, de teinte ocre à violacée, elles se démarquent des précédentes par l'absence de tous filons-couches malgré une "hématisation" diffuse assez importante. Les filons transverses, rares, restent filiformes mais constants à l'échelle de la formation.

### 2.1.3.- Les Dolomies siliceuses blanchâtres

Elles forment la plus grande partie des Schistes verts dolomitiques (carrières de Kalukuluku, Anticlinal de Kifumanzi) puis décroissent rapidement à partir de la base des Schistes "noirs" graphiteux où elles ne subsistent qu'en petits niveaux bien individualisés. Ces assises ont subi une silicification intense et un début de talcification visible à l'interface des bancs. Malgré un bon litage régulier, les filons-couches sont rares et se réduisent à quelques liserés ou pellicules ferrugineuses soulignant différents épisodes au sein des ensembles carbonatés. Malgré une meilleure compétence, les filons transverses hématifères restent peu nombreux, filiformes, discontinus et s'amortissent rapidement dans les encaissantes plus tendres.

### 2.2.- SCHISTES "NOIRS" GRAPHITEUX

Ils correspondent à l'assise argileuse supérieure du Mwashya. A l'affleurement, il est difficile de les distinguer des Schistes verts dolomitiques, dont il conserve le type de stratification, mais surtout une gamme de teintes très voisine due à l'altération. Ils en diffèrent toutefois par la disparition des horizons de Dolomies siliceuses blanchâtres et par leur enrichissement progressif en détritiques et en éléments graphiteux. Ils passent aux Grès feldspathiques par le biais d'alternances schisto-gréseuses. Ce phénomène s'accompagne d'une modification de la stratification se concrétisant par l'apparition de structures sédimentaires entrecroisées typiques d'un milieu de haute énergie (stratifications entrecroisées, bancs biseautés, ripples marks . . .). Les filons-couches fréquents dans les alternances schisto-gréseuses restent circonscrits au toit des champs de ripples marks. Les filons transverses se multiplient brusquement à partir de cette transition à la faveur de fissures affectant les lentilles gréseuses plus indurées.

### 2.3.- LES GRES FELDSPATHIQUES

Il s'agit de la seule formation compétente du Mwashya supérieur : Elle se traduit par un développe-

ment important du système filonien de type transverse lié à une fracturation intense de ces niveaux. La disposition des grès en gros bancs aurait dû également entraîner la mise en place de nombreux filons-couches : ce qui n'est jamais réalisé ; les intersections diasthèmes-filons transverses ne montrent pas d'amorces de filons-couches. A priori, les plans de stratifications ne semblent pas avoir joué un rôle de vecteur privilégié pour la réalisation de tels filons.

## III.- ASPECTS MACROSCOPIQUES ET MICROSCOPIQUES DES FILONS

Au Zaïre malgré l'importance des formations ferrugineuses et itabiritiques tant sur les plans régional (Bas-Zaïre, Equateur, Haut-Zaïre, Kasai occidental, Kivu, Shaba . . .), que stratigraphique (Précambrien inférieur, moyen et supérieur, Cénozoïque), les publications qui s'y rapportent : A. Jamotte, 1933, 1950 ; J. Cahen, 1948, 1954 ; P. Duhoux, 1950 ; C. Ancion & L. Cahen, 1952 ; B. Morelli & P. Raucq, 1962 ; P. Raucq, 1975 ; se limitent à la situation géographique et géologique des gisements et à quelques analyses d'échantillons. Les rapports de ces gisements avec leur encaissant n'ont été qu'esquissés. Pourtant ces données stratigraphiques et sédimentologiques sont primordiales. C'est la raison pour laquelle nous attachons une grande importance au remplacement des filons dans leur contexte sédimentaire originel.

### 3.1.- LES FILONS TRANSVERSES

Ils sont associés étroitement aux niveaux compétents comme pour les Grès feldspathiques où ils représentent la seule forme de filons. Leur épaisseur est de l'ordre du centimètre et excède rarement le décimètre ; l'importance décimétrique de quelques rares filons n'est qu'apparente. Ils sont constitués en effet de petits filonnets disposés parallèlement les uns aux autres, pouvant fréquemment se recouper ou s'anostomoser. Ces "filons importants" correspondent donc à des boucles cymoïdes multiples relayant deux parties d'un même filon ou deux filons d'ordre centimétrique. Ils s'établissent à la faveur d'un champs de microfractures. En dehors de ces bancs gréseux, les filons transverses sont rares et filiformes et ne se rencontrent que dans quelques horizons de Dolomies siliceuses blanchâtres et de Schistes verts dolomitiques a priori plus indurés. Ils se caractérisent par une très grande hétérogénéité en oxydes de fer qui se traduit par leur inconsistance au sein des formations traversées. A l'échelle des Grès feldspathiques, le caractère "hématifère" des fi-

lons est de règle générale à quelques exceptions près ; par contre, dans toutes les autres formations ce caractère devient aléatoire. C'est-à-dire que les oxydes de fer remplacés par la silice ou parfois du talc ne forment plus que de rares tronçons localisés au sein d'encaissements rigides à matériel pélitique abondant et relativement riches en oxydes de fer ou quelquefois d'assises carbonatées (Dolomies siliceuses) se situant au voisinage d'un filon-couche hématifère ou d'un niveau argileux du type précité. Ailleurs, les remplissages filoniens sont essentiellement quartzeux. En l'absence de corps filoniens, les parois de fissures peuvent être tapissées au droit des Dolomies siliceuses et des Schistes verts dolomitiques d'une fine pellicule de talc.

Les corps minéralisés présentent une structure rubanée simple. Le quartz en gros cristaux automorphes occupe une position axiale tandis que les oxydes se répartissent en bandes plus ou moins continues au long des lèvres des fissures et remplissent les vides intersticiels de la masse siliceuse. Enfin, dans les Grès feldspatiques les épontes sont souvent quartzifiées.

### 3.2.- LES FILONS-COUCHES

Ce sont les plus fréquents à l'échelle des affleurements mais leur répartition semble liée étroitement aux milieux de sédimentation. Ainsi, s'ils constituent de véritables "complexes hématifères" à la base des Schistes "noirs" graphiteux, ils sont rares par contre à leur partie supérieure et font totalement défaut au niveau des Grès feldspatiques. Ces structures se différencient des filons transverses a priori par une très grande variabilité de leur localisation mais surtout par leur pérennité et la constance du caractère "hématifère". On peut ainsi distinguer :

- Les "Ensembles rubanés" souvent silicifiés et "hématisés", de teinte rougeâtre ou vermillon, d'épaisseur métrique et présentant une certaine analogie avec les itabirites.
- Des Assises à structure massive, de teinte rougeâtre à violette, où les oxydes de fer ne semblent pas se répartir suivant des plans privilégiés mais apparaissent comme dispersés et épars au sein de la matrice argileuse.
- Enfin, des filons-couches centimétriques se localisant exceptionnellement dans certains diasthèmes et aux creux des ripples-marks.

#### 3.2.1.- Ensembles rubanés et Assises à structure "massive"

Les ensembles rubanés à horizons quartzo-felds-

pathiques, de teinte claire, à grains grossiers à fins, à ciment siliceux secondaire et à laies d'hématite massive, millimétriques à centimétriques, exceptionnellement décimétriques, constituent des ensembles de type "rythmites" (H.E. Reineck, I.B. Singh, 1973) très caractéristiques au sein des Schistes "noirs" graphiteux. L'étude détaillée de ces "Rythmites ferrugineuses" a montré que les bandes hématisées se localisent et se substituent toujours à des niveaux organo-pélitiques abondant en phyllites formant le terme ultime d'un microcycle binaire. A priori, ces horizons pélitiques devaient correspondre à des dépôts organiques colloïdaux riches en fer. Le contact entre épisodes aleuropélitique sombre et détritiques grossiers est toujours franc et net. Au contraire le passage inverse s'effectue graduellement. Enfin, le développement relativement important de certaines zones hématisées, leur irrégularité d'épaisseur sur une même verticale, l'intercalation de nombreuses laminites ferrugineuses au sein de certains épisodes détritiques grossiers permettent de rapprocher ces séquences des "varves composites" d'Antevs, 1951 (dans P. Mcl. D. Duff and al., 1967).

On peut rattacher également à ces "rythmites ferrugineuses" les Assises argileuses à structure massive présentant à l'affleurement une "ferruginisation diffuse" : Dans ce cas les oxydes ne sont plus concentrés suivant des linéations conduisant à la genèse d'horizons ou de lits d'hématite massive. Ces ensembles hématisés sont assimilables à des rythmites à alternances aleuropélitiques. La finesse du matériel terrigène favorise alors une certaine homogénéisation des oxydes à l'échelle des séquences. Bien qu'il existe un granoclassement souligné principalement par des concentrations plus importantes d'oxydes de fer au niveau des fractions pélitiques, celles-ci sont trop peu développées et la densité des oxydes reste beaucoup trop faible pour qu'ils puissent se former de véritables zones hématisées à l'instar de la séquence précédente. Il ne faut pas non plus sous-estimer le rôle important joué par l'altération (lessivage, décoloration) dans l'uniformisation de ces formations.

#### 3.2.2.- Filons-couches d'Hématite massive

Il s'agit des filons-couches d'hématite massive, autres que ceux des complexes de "rythmites ferrugineuses" et qui se rencontrent à la partie supérieure des Schistes verts dolomitiques et dans les Schistes "noirs" sous forme de lits relativement minces. Ils semblent s'établir à la faveur des diasthèmes et séparent des unités lithologiques différentes : "Assise argileuse à structure massive - Dolomie siliceuse blanchâ-

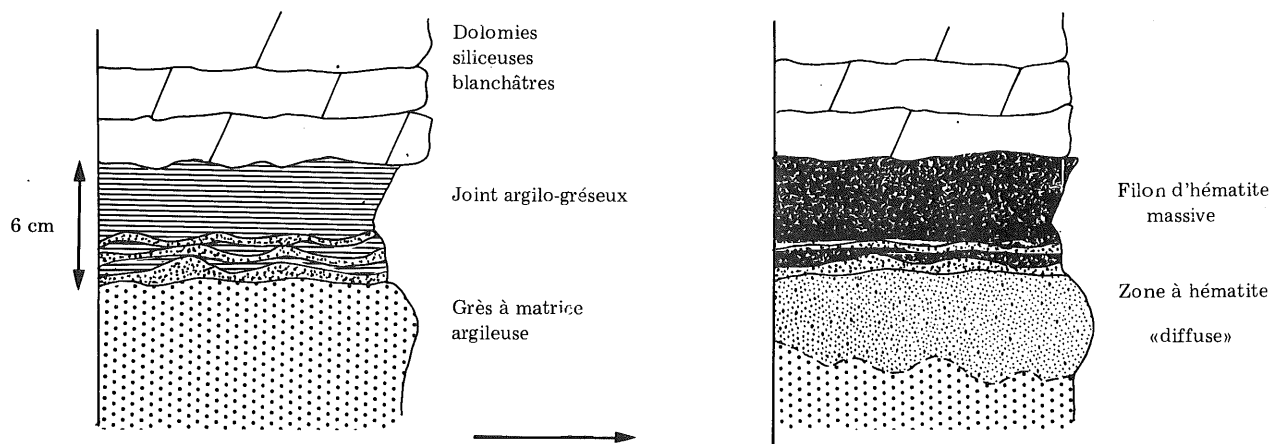


Figure 3.- Evolution d'un joint sédimentaire en un Filon-couche d'hématite massive.

tre", Rythmites ferrugineuses - Dolomies siliceuses blanchâtres" (Monts Kisanga et Mukuen) voire semblables : "Dolomies siliceuses blanchâtres" (Anticlinal de Kifumanzi) ; "Schistes noirs" (Monts Kisanga et Mukuen. . .). Dans ces derniers cas, les filons-couches présentent toujours une réduction d'épaisseur considérable : de puissance pluricentimétrique à centimétrique, ils deviennent millimétriques au droit des formations carbonatées. A la limite, certains films ou liserés ferrugineux intercalés au sein de ces dépôts peuvent être assimilés à de tels filons.

A cette catégorie, se rattachent également les filons qui sont localisés dans les intercrêtes des Ripples-marks et qui prennent une allure festonnée.

Les filons-couches n'apparaissent pas comme des corps minéralisés s'étant mis en place aux dépens de la stratifications et comme étrangers à l'encaissant, mais correspondent à d'anciens joints ou "stratifications positives-passives" (A. Lombard, 1956). La dissemblance des filons s'expliquerait alors par une différenciation sédimentaire des interbancs initiaux tant sur le plan de leur localisation, de leur épaisseur et de leur structure. Ainsi, certains liserés ferrugineux pourraient se rapporter à de minces pellicules résiduelles pélitiques traduisant une brève interruption de la sédimentation carbonatée ; par contre, certains corps hématésés plus complexes seraient à rapprocher de joints feuilletés à matériel aleuro-pélitiques granoclassés, s'intercalant entre une série détritique et la base d'un banc carbonaté, séparé généralement de celui-ci par un diasthème. L'horizon d'hématite massive situé vers la partie sommitale du joint se substituerait alors à la fraction pélitique de celui-ci (fig. 3).

Au point de vue structure, tous les filons-couches correspondent à des corps minéralisés simples se surimposant toujours aux niveaux détritiques fins ; l'hématite sous forme de granules de teinte rouge-rose se concentrant préférentiellement dans les horizons pélitiques. Les filons-couches se distinguent des précédents par l'absence de texture rubanée et sur le plan minéralogique par la rareté et la disparition du quartz (L. Muhagaze, 1977).

#### IV.- GENESE DES DEPOTS

##### 4.1.- HYPOTHESES ET INTERPRETATIONS ANTERIEURES

La connaissance des formations ferrugineuses précambriennes : itabirites, taconites, Iron Formations, Banded Ironstones . . . considérées longtemps comme des dépôts particuliers s'est faite sur des critères d'ordre physico-chimique, magmatique, tectonique, biologique, liés à des environnements paléogéographiques, paléoclimatiques mais surtout paléatmosphériques bien souvent flous.

La plupart des grands gisements de type "Lake superior" : Etats-Unis (Marquette District, Mesabi District), Brésil (Minas Geraes), Zaïre (Equateur, Kasai, Shaba . . .), R.S.A. (Pretoria Series), U.R.S.S. (Krivoi-Rog) et Chine (Mandchourie) etc. . . se répartissent à l'échelle de tout le Précambrien avec un optimum dans le Précambrien inférieur et moyen. L'absence de travaux relatifs à leur cadre stratigraphique, exceptées quelques rares études (S.A. Tyler & W.H. Twenhofel, 1952 ; D.L. Cullen, 1963) constitue un handicap sérieux pour

la compréhension de leur genèse.

La majorité des auteurs s'accordent à penser que la plus grande partie des gisements connus dérivent de processus spécifiquement sédimentaires ; les divergences actuelles portent essentiellement sur l'origine des matériaux, la nature du milieu récepteur et le mode de dépôts.

Les hypothèses les plus crédibles font appel, pour expliquer l'origine des éléments Fe, Si, Al, M, soit à une altération superficielle de roches volcaniques ou métamorphiques, soit à la présence d'une importante couverture d'altérites très évoluée, perméable, associée à une pénéplaine ayant atteint un stade de sénilité avancée (W. Woolnough, 1941 ; T. Sakamoto, 1950 ; H. Lepp & S. Goldich, 1964 ; G.J.S. Govett, 1966 ; A. Pouclet, 1973 . . .). Cependant quelques auteurs restent fidèles aux concepts "métamorphiques" (L. Cahen, 1948 ; B. Morelli & P. Raucq, 1962) ou "hydrothermal" (P. Duhoux, 1950 ; C. Ancion & L. Cahen, 1952) pour expliquer la genèse de certaines formations itabiriques d'Afrique centrale.

Les milieux sédimentaires de type bassins fermés, paraliques ou lagons isolés du large par un seuil ou une barrière ou de type limnique et endoréique, sont plus plausibles (W.G. Woolnough, 1941 ; T. Sakamoto, 1950 ; S.A. Tyler & W.H. Twenhofel, 1952 ; H.L. James, 1954 dans H. Lepp & S. Goldich, 1964 ; G.J.S. Govett, 1966, . . .) qu'un domaine marin franc et ouvert ; en effet celui-ci s'accompagnerait a priori d'une dilution incompatible avec la formation de tels gisements ; on peut cependant arguer que la dimension de certains d'entre eux cadre mal avec des aires aussi restrictives. D'autre part, la théorie sur les mécanismes du rubanement si caractéristique de ces entités, se répartissent entre des processus purement physico-chimiques (E.S. Moore & J. Maynard, 1929 in G.J.S. Govett, 1966 ; W.C. Woolnough, 1941), climatiques (T. Sakamoto, 1950 ; G.J.S. Govett, 1966 ; H.P. Eugster & I. Ming Chou, 1973 ; A. Pouclet, 1973), tectonique (D.L. Cullen, 1963), magmatique (S.A. Tyler & N.H. Twenhofel, 1952) voire à intervention biologique (N.K. Huber, 1959 ; G.J.S. Govett, 1966 ; G.L. Laberge, 1966) le tout en liaison avec des milieux acqueux à stratifications thermique et minérale et une atmosphère primitive anoxygénique.

Toutes ces déductions tirées de formations itabiriques peuvent nous aider à comprendre certains aspects particuliers de nos filons.

## 4.2.- ESSAIS INTERPRETATIFS

### 4.2.1.- Les Filons-couches

Nos filons-couches sont comme la plupart des itabirites des phénomènes essentiellement sédimentaires. D'ailleurs quelques-uns de leurs caractères comme l'association niveaux hématifères-fraction détritique fine, déjà signalée dans les "Iron Formations" de Chine (T. Sakamoto, 1950) et plus récemment dans les formations ferrugineuses du Paléozoïque et Mésozoïque de France (Y. Besnus, 1977) plaident en faveur d'une sédimentation détritique fine, voire chimico-détritique.

Ils se différencient en "Rythmites ferrugineuses" et en "joints hématifères".

Les premiers constituent des ensembles homogènes très proches de par leurs caractères des vraies formations itabiriques. Les transports des éléments et leurs dépôts impliquent certainement des mécanismes cycliques d'ordre climatique encore mal définis. L'analyse sédimentologique des horizons détritiques a montré que ces matériaux sableux provenaient en grande partie du remaniement d'un matériel à facture éolienne. On peut donc admettre que la phase détritique, ainsi que le fer localisé au sein de la fraction pélitique ont été prélevés par déflation puis déposés dans un environnement marin ou continental. Un tel mécanisme n'a rien d'hypothétique et a permis d'explicitier la rythmicité de certaines formations marines quaternaires de la Mer Rouge (E. Olausson & I.U. Olsson, 1969). Ainsi à partir de ce modèle, on peut imaginer un climat à saisons contrastées dont l'une "chaude" serait caractérisée par la prédominance d'un régime éolien. Le matériel transporté par voie aérienne sera déposé sur la frange littorale en milieux inter et supratidaux à énergie modérée. Les éléments les plus grossiers immédiatement repris, seront remaniés pour former des entrelacs de barres sableuses isolant des bassins plus calmes où se déposeront plus rapidement les détritiques les plus fins qui constitueront des vasières plus ou moins étendues. Pendant la saison "froide" la rétention des apports figurés entraînant une diminution de la turbidité, des conditions hydrodynamiques plus calmes et les modifications physico-chimiques du milieu acqueux favoriseront le dépôt des particules en suspension dont le fer, puis la précipitation des complexes colloïdaux qui seront soumis aux phénomènes d'oxydo-réduction. Un tel dispositif permet d'expliquer plus logiquement certaines grandes variations latérales de faciès et d'épais-

seur de ces niveaux hématifères sans faire appel à des "écoulements" ou à des "glissements" d'ordre tectonique (P. Routhier, 1963). Enfin, un tel type de climat cadre parfaitement avec l'idée actuelle que l'on se fait du Mwashya supérieur, où débute un refroidissement marqué, qui ne conduira pas à une glaciation généralisée telle que l'avaient conçu les anciens auteurs mais qui se traduira, au niveau de l'épisode du "Grand Conglomérat" par l'installation de petits glaciers d'altitude.

En dehors de ces ensembles rythmiques, les filons-couches sont toujours localisés au droit des surfaces de stratification séparant le plus souvent deux séquences pétrographiquement et sédimentologiquement différentes. Ces filons correspondent à des joints plus ou moins complexes dont les laies d'hématite massive se sont substituées aux fractions détritiques les plus fines des interbanes. Ces surfaces traduisent donc un ralentissement puis une interruption de la sédimentation précédant un changement de celle-ci. Toutefois, le régime hydrodynamique du milieu contrôlant les séquences détritiques et carbonatées situées de part et d'autre des diasthèmes ne présente pas de variations notables. Les plans de stratifications semblent donc liés à des facteurs externes au milieu. Ces coupures dont l'extension n'a pas pu être précisée au-delà de la région de Lubumbashi faute d'affleurement, peuvent être rapportées à des phénomènes régressifs locaux se rattachant vraisemblablement à des causes climatiques plutôt qu'à des déformations épirogéniques même de faible amplitude. Les joints à texture "schisteuses" souvent d'épaisseurs irrégulières, ainsi que les remplissages des sillons entre rides procéderaient d'une sédimentation résiduelle de type "flaque" à caractères vaseux pouvant être soumise à des remaniements et à des remobilisations in situ.

#### 4.2.2.- Les filons transverses

Au Shaba, les filons transverses associés à la couverture plissée Katanguienne ont été considérés par les auteurs comme des émanations de type magmatique ou hydrothermal. C'est ainsi qu'A. Jamotte (1933, 1950) puis C. Ancion & L. Cahen (1952) expliquent la genèse des grands gisements de fer du Shaba méridional localisés au sein d'assises carbonatées du Roan et du Kundelungu, comme de concentrations pyrométasomatiques suivies pour certains d'une phase hydrothermale.

Les filons transverses se différencient des filons-couches essentiellement par des variations importantes de leur contenu minéral ; c'est-à-dire que la répartition de la minéralisation sur l'étendue visible d'un filon

est loin d'être uniforme et homogène. Nous avons ainsi des segments à prédominance hématifère interrompus par des sections quaternaires passant elle-même au niveau de certaines fissures à des veines talqueuses. Les segments hématifères se situent de préférence dans les niveaux argileux riches en oxydes de fer (Rythmites ferrugineuses, Assises à structure massive), dans certaines formations carbonatées mais placées au voisinage des horizons ferrugineux précités mais surtout au sein des Grès feldspathiques. Si la rigidité de ces formations conduit à la multiplicité de ce type de filons, elle n'explique pas leur richesse en oxyde de fer. L'absence de filons-couches suivant les nombreuses surfaces de stratification peut être attribuée à l'absence de joints ; elle nous permet aussi d'écarter l'attribution de ces filons transverses à des "filons avec apport". En effet, la présence d'un fluide "minéralisateur" aurait dû également se concrétiser par des dépôts au niveau des diasthèmes, qui sont comme les fissures d'excellents vecteurs de diffusions. L'origine du fer semble donc "autre".

L'étude pétrographique et métallogénique a permis de relever quelques observations intéressantes.

Au niveau des schistes hématifères, les remplissages filoniens sont formés essentiellement de quartz en cristaux automorphes souvent fracturés et de goethite à auréoles d'hématite bien cristallisée. Dans l'encaissant, les bordures des filons sont soulignées par de fortes concentrations de granules d'hématite constituant des liserés plus ou moins continus.

Les tronçons quartzo-hématifères bien développés dans les Grès feldspathiques présentent un contenu minéral plus varié : quartz automorphe en amas bien délimités, éléments de quartzite provenant de la recristallisation de fragments de Grès feldspathiques arrachés à l'encaissant, larges plages d'hématite et rares enclaves de goethite avec ou sans auréole d'hématite ; le phénomène le plus intéressant restant la modification de l'encaissant. Cette éponte fortement quartzifiée sur quelques centimètres apparaît totalement dépourvue d'hématite alors que les Grès feldspathiques malgré leur teinte relativement claire, sont très riches en petits éléments ferrugineux (goethite ou hématite), ce qui leur donne sur surface polie, une pigmentation caractéristique.

Ces deux descriptions nous montrent que les filons transverses ont "modifié" le contenu minéral des formations traversées. Dans le second cas, la disparition brutale de l'hématite de l'éponte peut être rapprochée de processus liés au "filons d'exsudation" tels qu'ils furent décrits par W.G. Garlick, 1967 (dans P.



Nicolini, 1970) pour des minerais sulfurés. Cette migration latérale est-elle applicable aux oxydes ou faut-il faire appel à une phase sulfurée antérieure au stade oxydé ? à un autre mécanisme ? Enfin, comment expliquer la passivité des plans de stratification aux "phénomènes d'exsudation" alors que les murs et les toits des bancs présentent le même type de silicification que l'encaissant des filons ?

Un élément de réponse peut être apporté : le fer, au niveau des filons-couches, qu'ils soient associés à des sédiments varvés ou à des joints, apparaît comme un "élément détritique" lié étroitement à la phase organo-pélimitique du sédiment. Il n'a donc aucun rapport avec une origine "hydrothermale". Certains tronçons hématifères ou quartzo-hématifères se développant soit au sein d'une formation argileuse riche en oxydes de fer, ou au voisinage et à la base de la formation précitée plaident aussi en faveur d'une origine détritique. La disparité entre diasthèmes "stériles" et filons transverses hématifères au niveau des Grès feldspathiques s'expliquerait pour les premiers par l'absence d'interbancs, pour les seconds, par leur assimilation à de tels horizons riches en oxydes de fer. Dans ce cas, les fissures auraient donc été colmatées "per descensum" par un matériel de facture identique, autochtone (formations argileuses traversées) ou allochtone (remaniements d'altérites ferrugineuses par une surface d'érosion occasionnée par des déformations locales). La situation altimétrique des tronçons hématifères par rapport aux couches affectées (applicable aux sections quartzo-hématifères des Grès feldspathiques se situant stratigraphiquement à quelque trente mètres sous la mixtite du Grand Conglomérat) et la mise en évidence d'une surface d'érosion post-Mwashya et anté-Grand Conglomérat par des auteurs locaux dont J.J. Lefèbre (1973, 1975) ne peuvent que renforcer cette hypothèse. Le remplissage des fissures par un matériel détritique apparaît comme une condition préalable et nécessaire pour la migration latérale du fer à partir des épontes du filon. Ce processus "diagénétique" ou dû à une phase "hydrothermale" plus tardive s'accompagne d'un léger métamorphisme : (phénomènes de silicification au droit des Grès feldspathiques, parfois transformés en véritables quartzites, calcification des niveaux carbonatés, et "hématisation" des oxydes de fer primaires). Enfin, dans les Grès feldspathiques, les caisses filoniennes quartzo-hématifères s'ordonnent suivant une certaine symétrie : le quartz et la goéthite occupent le centre des structures tandis que l'hématite, bien cristallisée forme de larges plages en bordure de l'éponte silicifiée. Cette répartition des oxydes n'est pas

sans intérêt ; la goéthite à auréole d'hématite représenterait un reliquat du remplissage initial ; l'hématite en position marginale, plus tardive, proviendrait des épontes par migration latérale. Le remplissage ayant pu jouer, à l'image de certaines concrétions "diagénétiques" un rôle de corps à propriétés "cristallisantes".

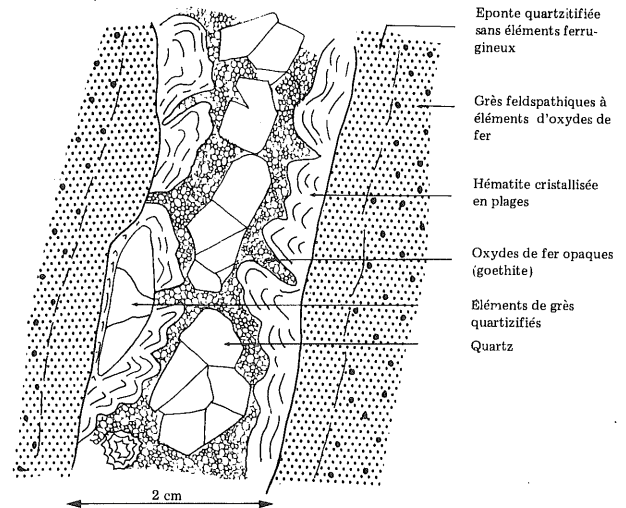


Figure 4

Tronçon quartzo-hématifère (grès feldspathiques) - détails.

## V.- CONCLUSIONS

Les quelques observations du système filonien du Mwashya supérieur de Lubumbashi indiquent que ces filons sont des corps complexes dont l'origine serait la résultante de deux stades successifs et complémentaires, chronologiquement bien établis :

- un stade sédimentaire ou "primaire"
- un stade "hydrothermal" avec un métamorphisme léger, beaucoup plus tardif.

### 5.1.- STADE SEDIMENTAIRE

Les filons-couches hématifères abondants dans certains ensembles sédimentaires, se sont formés aux dépens des termes organo-pélimitiques de microcycles binaires appartenant à des formations "rythmiques" à caractères saisonniers et à des interbancs localisés suivant certains diasthèmes correspondant à des coupures stratigraphiques mineures. Tous ces dépôts sont contrôlés

par des facteurs externes au milieu, d'ordre climatique. A la limite ces corps minéralisés pourraient être utilisés comme "marqueur" sédimentologiques, voire peut-être stratigraphiques.

Les filons transverses qui leur sont postérieurs, se sont établis à la faveur d'un réseau de fissures qui se sont colmatées "per descensum".

Dans tous les cas, le fer apparaît comme un élément essentiellement "détritique" lié à une phase péritique, soit d'origine éolienne (poussières, cendres volcaniques, . . .), soit d'origine cosmique (présence d'une faible atmosphère oxygénée), resédimenté dans un contexte marin littoral au sein de vasières plus ou moins étendues, soit provenant d'altérites ferrugineuses soutirées et drainées à partir de la surface par les fissures.

#### 5.2.- STADE "HYDROTHERMAL" A METAMORPHISME LEGER

Ce stade beaucoup plus tardif, encore mal défini dans ses grandes lignes, se traduit par un ensemble de caractères pouvant être imputés à un "métamorphisme hydrothermal" à l'échelle des fissures et des plans de stratifications, mais de par son extension à l'échelle de la formation se rapprocherait d'un "métamorphisme régional" de basse température. Les modifications entraînées se limitent à des quartzifications, des talcifications, mais surtout au niveau des filons à une "hématitisation" des oxydes de fer primaires (goethites). Ces transformations s'accompagnent de phénomènes de migrations latérales des oxydes des épontes vers le filon où ils constitueront de larges plages sur les bordures de celui-ci ; le Quartz provenant par "sécrétion" de la remobilisation des complexes ferro ou ferrisiliciques et d'éléments de Grès feldspathiques fortement quartzifiés. Ces phénomènes particulièrement visibles dans les Grès feldspathiques ont dû se développer dans des structures où la mobilité (rejeu éventuel des accidents) et la grande porosité des colmatages bien souvent partiels favorisent les diffusions et la remobilisation des éléments. Les horizons d'hématite massive (ou "Hard Hematite" de Ch. F. Park, 1959) peuvent être considérées comme des aboutissants moins prononcés, sans silice exprimée, de ce processus sur des niveaux sédimentaires plus passifs structuralement et beaucoup plus homogènes.

Enfin, la présence fréquente de stries sur les corps minéralisés des filons-couches et transverses, issues d'un ripage banc sur banc ou d'une réactivation de certaines fractures se rattache à un stade orogénique post-minéral. La mise en place des filons peut donc être attribuée à une phase tectonique intrakatanguienne très précoce.

## BIBLIOGRAPHIE

- ANCION, Ch. & CAHEN, L., 1952. Les minerais de fer du Congo belge. XIX<sup>e</sup> Congrès Géol. Intern., Alger, Symp. sur le fer, 1 : 83-100.
- BESNUS, Y., 1977. Etude géochimique comparative de quelques gisements supergènes de fer. Sci. Géol., Strasbourg, Mém. no 47, 139 p., 39 fig., 23 tab.
- CAHEN, L., 1948. Etude d'échantillons "d'itabirite" (Banded Ironstone) du socle ancien de l'Entre-Luembé-Lubilash (Katanga). Ann. Serv. Min. C.S.K., XII-XIII : 93-118, 2 fig., 1 pl.
- CAHEN, L., 1954. Géologie du Congo belge, Liège, Vaillant-Carmann, XVI + 580 p., 98 fig., 36 pl. phot.
- CAHEN, L. & LEPERSONNE, J., 1967. The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi, p. 143-290 in K. Rankama, The Precambrian, vol. 3, London, Intersci., Publ. 325 p.
- CULLEN, D.J., 1963. Tectonic implication of Banded Ironstone Formations. J. Sedim. Petrol., 33 (2) : 387-392, 4 fig.
- DUHOUX, P., 1950. Les itabirites du Nord-Est de la colonie. C.R. du Congr. Sci. 50<sup>e</sup>, Ann. C.S.K., Elisabethville, 2 (II) : 486-489.
- DUFF, P. Mc Ld, HALLAM, A. & WALTON, E.K., 1967. Cyclic Sedimentation. Developments in Sedimentology, Amsterdam, Elsevier, 280 p., 91 fig., 35 tab.
- EUGSTER, H.P. & MING CHOU, I., 1973. The deposition and environments of Precambrian banded iron formations. Econ. Geol., 68 : 1144-1168.
- FRANCOIS, A.P., 1973. L'extrémité occidentale de l'arc cuprifère shabien. Etudes géologiques. Likasi, Depart. Géol. Gecamines, 1 vol. multigr., 120 p., 17 fig., 91 photos, 31 pl., 1 pl. h.t.
- FRANCOTTE, J., 1959. Excursions effectuées les 10, 11 et 12 juillet 1959 dans les terrains du faisceau de Mwashya. Bull. Géol. du Congo belge et du Rwanda-Urundi, Univers. d'Elisabethville : 26-30, 1 fig., 1 tab.
- GOVETT, H.J.S., 1966. Origin of banded Iron Formations. Geol. Soc. Amer. Bull., 77 : 1191-1212, 2 fig. 2 pl.
- HUBER, N.K., 1958. The environmental control of sedimentary iron minerals. Econ. Géol., 58 : 123-140.
- JAMOTTE, A., 1933. Roches basiques et roches métamorphiques connexes de la région comprise entre la Lufunfu et le Mualaba. Leurs relations avec les gisements de fer de la région. Ann. Serv. Min. C.S.K., IV : 22-53, 1 fig.
- JAMOTTE, A., 1950. L'importance des gisements de fer du Haut Lualaba et leur signification métallogénique. C.R. Congr. Sci. 50<sup>e</sup>, Ann. C.S.K., Elisabethville, III : 119-127, 2 fig.
- LA BERGE, G.L., 1966. Altered pyroclastic rocks in South African Iron Formations. Econ. Géol., 61 (3) : 572-581.
- LEFEBVRE, J.J., 1973. Présence d'une sédimentation pyroclastique dans le Mwashya inférieur du Shaba méridional (ex. Katanga). Ann. Soc. géol. Belg., 96 (II) : 197-217, 3 fig., 13 phot., 3 pl., 1 tab.

- LEFEBVRE, J.J., 1975. Les roches ignées dans le Katanguien du Shaba (Zaire). Le district du cuivre. Ann. Soc. géol. Belg., 98 (1) : 47-73, 9 fig., 1 pl., 1 tab.
- LEPP, H. & GOLDICH, S.S., 1964. Origin of Precambrian Iron Formations. Econ. Geol., 59 (6) : 1025-1060.
- LOMBARD, A., 1956. Géologie sédimentaire. Les séries marines, Paris, Masson, 722 p., 180 fig., 12 pl. phot.
- MORELLI, B. & RAUCQ, P., 1962. Quartzites ferrugineux de Kanda-Kanda, Kasai, Congo. Ann. Soc. géol. Belg., 95 (1-4) : B 123-147, 1 fig. h.t.
- MUHAGAZE, L., 1977. Etude stratigraphique des filons hématifères de la région de Lubumbashi (Shaba). Mém. Départ. Géol., Fac. Sc. Univ. Nat. Zaire, 1 vol. ronéo, 44 p., 2 cartes, 11 fig.
- NICOLINI, P., 1970. Géologie des concentrations minérales stratiformes, Paris, Gauthier-Villars, 792 p., 193 fig., 41 phot., 41 pl.
- OLAUSSON, E. & OLSSON, I.U., 1969. Varve stratigraphy in a core from the Gulf of Aden. Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 6 (2) : 87-103, 7 fig., 1 tab.
- PARK, Ch. F., 1959. The Origin of hard hematite in itabirite. Econ. Geol., 54 : 573-587.
- POUCLET, A., 1973. Les itabirites. Révision sommaire et état actuel des problèmes de genèse à partir des formations d'Afrique centrale (faciès oxydés). I.R.S.A.C., Lwiro, D.S. Bukavu, Républ. du Zaire, publ. spéc. n° 6, 19 p.
- RAUCQ, P., 1975. Les formations ferrugineuses de la Tele (Haut-Zaire). Ann. Soc. géol. Belg., 98 (1) : 123-139, 4 fig.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B., 1973. Depositional sedimentary Environments, Berlin, Springer-Verlag, 439 p., 579 fig.
- ROBERT, M., 1956. Géologie et géographie du Katanga, Bruxelles, Hayez, 620 p., 6 cartes, 75 fig., 67 pl., 1 c. h.t.
- RORIVE, R., 1952. Le site hydrogéologique des sources de la Kimilolo. Ann. Serv. Mines C.S.K., XVII (3) : 55-71, 7 fig.
- ROUTHIER, P., 1963. Les gisements métallifères - géologie et principes de recherche, tome 1, Paris, Masson, 867 p. + VI, 411 fig., 40 tab., 11 h.t.
- SAKAMOTO, T., 1950. The origin of the precambrian banded Iron ores. Amer. J. Sci. 248 (7) : 449-474, 6 fig., 4 tab.
- TYLER, S.A. & TWENHOFEL, W.H., 1952. Sedimentation and stratigraphy of the huronian of upper Michigan. Amer. J. Sci., 250 (1) : 1-27, (2) : 118-151, 7 fig. 2 tab.
- WOOLNOUGH, W.G., 1941. Origin of banded iron deposits : a suggestion. Econ. Geol. 36 : 465-489.

