

ÉTABLISSEMENT DU CADRE GÉOCHRONOLOGIQUE DU KIBALIEN (ZAIRE) (*)

par J. LAVREAU (**) et D. LEDENT (***)

(5 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

L'étude pétrographique et géochronologique de roches provenant de plages kibalienes associées au Massif granitoïde du Haut-Zaïre a permis de distinguer un Kibalien à faciès métasédimentaire chimique, essentiellement représenté par des roches ferrugineuses, rencontré dans la partie occidentale du Massif, un Kibalien à faciès métasédimentaire détritique rencontré dans sa partie méridionale, et un Kibalien à faciès métavolcanique rencontré dans sa partie orientale.

Les faciès orientaux sont antérieurs à des générations de roches tonalitiques et granitiques datées respectivement de 3,1 et 2,5 b.a. Les autres faciès sont antérieurs à des pegmatites datées de 2,1 b.a. mais leur relation avec les autres générations granitoïdes n'est pas établie.

ABSTRACT

Petrographic and geochronological studies on some Kibalian rocks associated to the « Massif granitoïde du Haut-Zaïre » allow to distinguish a Western metasedimentary and chemical facies mainly represented by ferruginous rocks, a Southern metasedimentary and detrital facies, and an Eastern predominantly metavolcanic facies.

The Eastern facies is older than a tonalitic and a granitic generation respectively 3.1 and 2.5 b.y. old. The other facies are older than 2.1 b.y. pegmatites, but their relationship to the older granitoïd generations is not established.

1. INTRODUCTION

Le terme « Groupe du Kibali » a été créé en 1933 par la Commission de Géologie du Ministère des Colonies pour désigner des roches précédemment rattachées à un « Système des Itabirites », à une « Série ferrugineuse », voire à l'Algonkien par DE DORLODOT et MATHIEU (1928, 1929 et 1931), et groupant des schistes séricito-chloriteux, des schistes biotitiques à albite et épidote, des schistes divers parfois graphiteux, des talcschistes, des quartzites, des conglomérats, des roches carbonatées, des itabirites, des tufs et des laves schistifiées, toutes roches associées aux granites du Haut-Zaïre (CAHEN et LEPERSONNE, 1956).

Comme tel, le « Kibalien » constitue un « fourre-tout » duquel nous allons extraire les éléments en nous basant sur des critères structuraux et géochronologiques, pour les replacer dans le cadre chronologique ainsi constitué.

(*) Communication présentée le 6 mai 1975, manuscrit déposé le 12 mai 1975.

(**) Bureau de Recherches Géologiques et Minières et Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980 Tervuren.

(***) Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie, Université Libre de Bruxelles, B-1050 Bruxelles.

2. CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Les roches kibaldiennes possèdent une association caractéristique avec des granites (sensu latissimo, et que nous appellerons dès lors granitoïdes) constituant un immense batholite que nous baptiserons « Massif granitoïde du Haut-Zaïre » : toutes les plages kibaldiennes se trouvent en effet soit incluses, soit disposées à la limite de ce Massif granitoïde, à l'exception toutefois de celles qui sont situées à proximité et de part et d'autre de la frontière zairo-ugandaïse (figure 1).

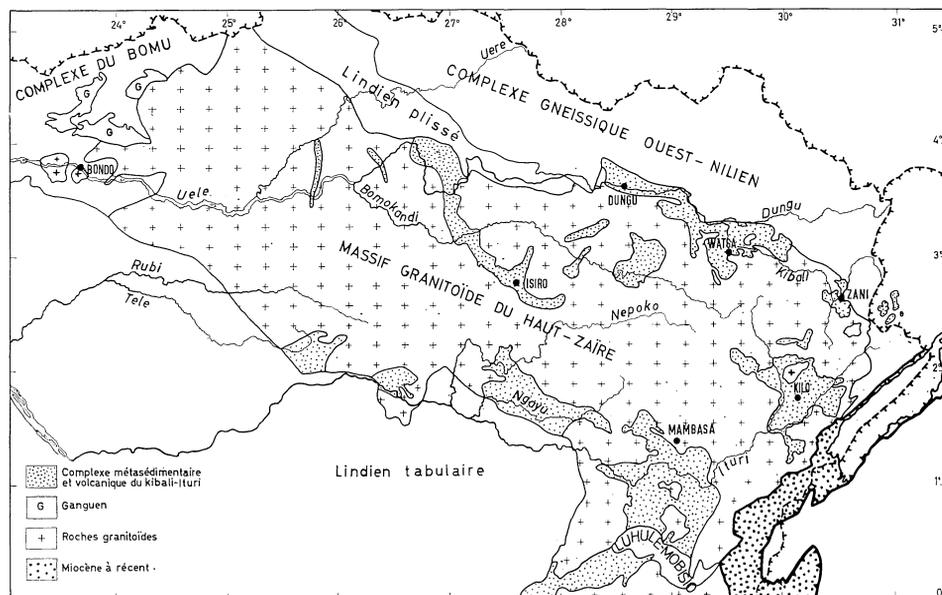


Fig. 1. — Esquisse géologique du Haut-Zaïre, d'après LEPERSONNE (1974).

L'entité Massif granitoïde plus Kibalien est limitée au Nord par le Complexe gneissique ouest-nilien et par une bande de Lindien plissé, à l'est par ce même Complexe et les Fossés tectoniques, au sud par des chaînes plus récentes et par le Lindien tabulaire, à l'ouest, enfin, par le Complexe amphibolitique et gneissique du Bomu (LEPERSONNE, 1971a). Les relations entre ces unités sont les suivantes :

Certains granites, tels le granite de Bondo, recoupent le Complexe du Bomu et ont été considérés comme des satellites du Massif granitoïde (ADERCA, 1952, suivi en cela par LEPERSONNE, 1974); ces granites sont postérieurs, au moins en partie (car il pourrait exister plusieurs générations de granites au sein du Massif granitoïde), au Complexe du Bomu. Le Ganguen, qui postdate certains éléments de ce complexe, est considéré par ces mêmes auteurs comme étant affecté par le Massif granitoïde (veines aplitiques et quartziques); le Ganguen prèdaterait donc le Massif.

Les relations entre le Massif granitoïde et le Kibalien d'une part, et les gneiss ouest-niliens de l'autre ne sont pas connues avec certitude au long de la longue bande de roches kibaldiennes qui va de DUNGU au 30^e méridien (figure 1). Le Kibalien semble « plonger sous les gneiss » (ANTHOINE, 1937), mais cette structure pourrait être d'acquisition récente car la zone de contact se trouve dans le prolongement de la

zone de Lindien plissé (LEPERSONNE, 1971b). LEGRAYE (1940) note d'ailleurs dans cette région la difficulté « sur le terrain de faire une distinction entre les gneiss associés aux micaschistes [ouest-niliens] et les granites gneissiques [appartenant au Massif granitoïde] ».

Du 30^e méridien à la région de Zani, le contact semble souligné par une zone mylonitique (ANTHOINE, 1937, LEGRAYE, 1940); il en est de même dans la région du lac Mobutu (CRUYSSAERT, 1962). L'âge de cette déformation n'est pas connu.

Au sud du 1^{er} parallèle nord, les roches réputées kibaliennes sont recouvertes en discordance par les formations plissées de la Luhule-Mobisio (LEPERSONNE, 1974), d'âge incertain, et butent plus au sud contre des formations rapportées au Burundien.

Enfin, le Lindien tabulaire recouvre, sur plusieurs centaines de kilomètres, la partie sud-ouest du Massif granitoïde et du Kibalien.

3. LITHOLOGIE DU KIBALIEN

Nous examinerons successivement les plages kibaliennes de la Haute Tele, d'Isiro-Uele, de la Ngayu, de Watsa-Dungu (Moto), de Kilo, de Mambasa, de Zani et d'Uganda, pour lesquelles nous possédons des descriptions plus ou moins détaillées, et constituant ce que nous avons appelé ailleurs (CAHEN et al., 1975) le faciès occidental (Hte Tele, Isiro) et le faciès oriental (Moto, Kilo); la grande plage de Mambasa (et de la Ngayu?) constitue un faciès méridional, celles de Zani et d'Uganda pourraient se rattacher à l'un ou l'autre de ces faciès.

3.1 *Le faciès occidental*

Nous devons à RAUCQ (1975) et à SEKIRSKY (1954) la description des plages de la Haute Tele et d'Isiro. Intégrant leurs descriptions, la lithostratigraphie du Kibalien se présente de haut en bas, comme suit :

- Quartzites roses
- Schistes ferrugineux à séricite, passant aux itabirites
- Intercalations de tufs
- Itabirites en gros bancs et quartzites ferrugineux
- Schistes sériciteux, chloriteux, parfois talqueux
- Bancs de quartzite parfois graphiteux
- Intercalations ferrugineuses
- Schistes sériciteux, quartzites
- Quartzites ferrugineux et schistes constituant localement un 2^e niveau d'itabirites
- Schistes, micaschistes (Isiro)
- Roches clastiques, grauwackes, quartzites (Hte Tele)

RAUCQ considère que les gneiss tonalitiques affleurant à proximité de la plage de la Haute Tele constituent le substratum sur lequel se sont déposés des sédiments en grande partie chimiques. SEKIRSKY voit un passage progressif de l'assise schisteuse de base à une zone de micaschistes feldspathiques qui vient en contact avec une granodiorite laminée. Les régions les plus métamorphiques du Kibalien d'Isiro sont traversées de venues granitiques.

Les deux plages sont affectées de plis monoclinaux à isoclinaux; à Isiro, la série paraît flotter sur le granite, tandis que la plage de la haute Tele semble s'enraciner.

3.2 *Le faciès oriental*

Aucune succession stratigraphique n'a pu être établie pour l'ensemble des plages de Kilo et de Moto. Des documents inédits (Archives du M.R.A.C.) et les travaux de WOODTLI (1954, 1957) et STEENSTRA (1954) permettent d'établir les successions centripètes suivantes dans ces plages à structure généralement synforme.

3.2.1 *Kibalien de Kilo*

On peut y distinguer un groupe métavolcanique composé de :

Chloritoschistes \pm talqueux \pm actinolitiques, avec un ou plusieurs niveaux de roches sériciteuses albitiques, constituant le « Kibalien schistoïde »-type; ces roches sont fréquemment ankéritifères.

Séricitoschistes albitiques parfois quartziques.

Des amphibolites massives à grain fin constituent de gros massifs situés vers la base de la série.

Le groupe métavolcanique est surmonté d'un groupe à prédominance métasédimentaire composé de :

Quartzites \pm schistoïdes en général fins

Schistes sériciteux et chloriteux

Schistes et quartzites très fins, ferro-carbonatés ou ferrugineux constituant parfois des itabirites.

Le groupe métasédimentaire et le groupe métavolcanique (ou une partie de celui-ci) restent intimement associés, et constituent parfois des alternances.

Des roches gneissiques, des micaschistes ont été localement rencontrés autour des plages kibaliennes, STEENSTRA (1954, 1955) y décrit des associations migmatitiques et des pegmatites.

Les amphibolites à grain fin sont intrudées dans la région de Mongbwalu (partie occidentale de la plage de Kilo) par des roches tonalitiques grenues, elles-mêmes intrudées par des roches eugranitiques (MOUREAU, 1939, DUHOUX, 1950, LAVREAU, 1973). Dans la région de Kilo-Nizi, située à l'Est de la précédente, le Kibalien schistoïde (roches vertes) est intrudé par des tonalites (diorites grenues à grandiorites) et des filons divers (LEGRAYE, 1940).

Il n'a pas été fait d'observations concluantes au sujet d'associations intrusives entre les métasédiments et les roches granitoïdes : les contacts sont, semble-t-il, soit tectoniques (failles radiales ou cisaillantes, parfois soulignées par des chapeaux-de-fer) soit concordants. Cette concordance est soulignée dans les massifs granitoïdes par le développement d'une structure planaire parallèle à la zone de contact; cette structure peut cependant être interprétée comme le résultat d'un mécanisme d'intrusion par ballonnement (RAMSAY, 1975).

3.2.2 *Kibalien de Moto*

La grande plage de Dungu-Watsa n'est connue que dans la zone des exploitations aurifères anciennes de la Moto et du Kibali, et des exploitations actuelles de Durba (15 Km au Nord de Watsa).

On trouve, dans la région de Wanga (sud-ouest de Watsa) des îlots de roches réputées kibaliennes, très métamorphiques, comprenant des biotitoschistes à grenat, des muscovitoschistes à andalousite, décrits jadis par DE DORLODOT (1924) et que

POLINARD (1936) voit recoupés par des roches granitiques alcalines (en fait tonalites).

Plus à l'est, des méta-andésites parfois schistoïdes sont recoupées et contenues en enclaves dans des tonalites (LEGRAYE, 1940). On trouve, à quelques centaines de mètres de là des quartzites et des schistes très fins et très ferrugineux, associés à des « granites » (DE DORLODOT, 1921), sans que les termes de cette association puissent être précisés. Des métaconglomérats intraformationnels d'origine volcanique ont également été décrits (DE MAGNÉE, 1941; MICHOT, 1942).

Un grand massif de roches vertes (dolérites, gabbros et diorites) montrant des faciès massifs ou schistoïdes, occupe la plus grande partie de la plage kibalienne située au Sud de Watsa. Sa position stratigraphique est inconnue; certains échantillons en ont été décrits par DE DORLODOT (1926).

Dans la zone minière de Durba, on rencontre tout d'abord, près du Kibali, des roches vertes dans lesquelles LEGRAYE (1940) a reconnu des laves en coussins, puis des roches séricito-chloriteuses albitiques et parfois quartziques plus ou moins riches en ankérite primaire ou secondaire. Ces dernières roches alternent avec des quartzites ankéritiques ou ferrugineux formant, plus au nord, des reliefs itabiriques caractéristiques. On a également observé des schistes graphiteux.

Dans la région de Dungu, MATHIEU (1918) a observé des chloritoschistes tandis qu'au long du Kibali, LEGRAYE (1940) décrit des itabirites.

Dans la région du 30^e méridien, des massifs importants d'amphibolites et de gabbros anorthositiques, de position stratigraphique indéterminée, sont associés à des schistes ferrugineux (DE DORLODOT, 1926). LEGRAYE (1940) décrit dans la même région des structures plissées comportant des alternances de gneiss à grenat, présumés ouest-niliens, et de schistes amphibolitiques ou ferrugineux, présumés kibaldiens; la direction des plis est ouest-nilienne (approximativement nord-sud).

3.2.3 Kibalien de Zani

BRUYNINCKX (1924) a décrit, dans la région minière de Zani, des roches appartenant à ce que l'auteur a baptisé « Couches du Kibali », discordantes sur des « Couches de l'Aru », elles-mêmes discordantes sur un granite gneissique à niveaux amphibolitiques. Les deux dernières unités sont recoupées par un stock de granite porphyrique à Aleza. A l'Ouest de Zani, WOODTLI (1955) a observé des gneiss (ouest-niliens?) intrudés de granite porphyrique (semblable à celui d'Aleza?) et des pegmatites recoupant les migmatites formées par les gneiss et le granite.

La succession décrite par BRUYNINCKX se présente comme suit, de haut en bas :

Couches du Kibali :

Chloritoschistes verts, à lits de quartz et de chlorite

Certaines zones de quartzite sont graphiteuses

Phyllades et quartzites violacés plus ou moins ferrugineux forment plusieurs couches d'itabirite

Schistes à séricite à lits de quartz. Intercalations ferrugineuses au sommet.

Couches de l'Aru :

Amphiboloschistes quartzitiques

Biotitoschistes souvent grenatifères

Muscovitoschistes parfois feldspathifères

3.2.4 *Kibalien d'Uganda*

HEPWORTH (1964) attribue au Kibalien des actinolitoschistes voire des schistes graphiteux qu'il rapproche de roches semblables décrites à Kilo, et dont la situation par rapport aux gneiss ouest-niliens est caractéristique.

Ces actinolitoschistes sont postérieurs à la déformation en plis couchés d'axe NNE des gneiss gris d'âge aruen (HEPWORTH et MACDONALD, 1966), mais sont affectés d'abord par un plissement de grande amplitude à plan axial subvertical dirigé Nord-Sud reprenant à la fois les gneiss aruens et les actinolitoschistes, ensuite par des plis croisés à axes peu inclinés qui n'affectent que modérément les gneiss, et qui sont caractéristiques du Kibalien quoique d'acquisition largement plus récente (HEPWORTH, 1964).

3.3 *Le faciès méridional*

La grande plage de Kibalien traversée par l'Ituri au Sud de Mambasa, et à laquelle pourrait également être rattachée la plage de la Ngayu, est composée (LONCHAMPT et coll., 1972) de paragneiss comportant des niveaux de micaschistes parfois feldspathiques (méta-arkoses), d'amphibolites en lits plus ou moins épais et parfois grenatifères, de quartzites rubanés à hématite, parfois grünerite.

Ces paragneiss sont surmontés de schistes (parfois ottrélitifères), de métagrès schisteux et de métagrauwackes.

Les roches granitoides constituent selon ces auteurs le substratum des méta-sédiments. Elles sont en général cataclasées et rétromorphosées, en rapport avec le métamorphisme et les plissements affectant les sédiments. Leur composition va des granites calco-alcalins aux granodiorites et diorites; quelques migmatites litées ont également été rencontrées.

3.4 *Vue d'ensemble*

La distinction géographique que nous avons établie se double d'une distinction lithologique :

le faciès occidental du Kibalien est à dominante chimico-détritique et les niveaux volcaniques sont peu représentés;

le faciès oriental est à dominante volcanique, mais les niveaux chimico-détritiques sont localement abondants;

le faciès méridional est à dominante détritique; les niveaux volcaniques et chimico-détritiques sont peu représentés.

Les divers faciès possèdent, dans une certaine mesure, des relations caractéristiques avec des roches granitoïdes :

les faciès métavolcaniques du Kibalien de Kilo et de Moto sont intrudés par des tonalites et des granites;

les faciès occidentaux et méridionaux possèdent un substratum de roches granitoïdes ou d'orthogneiss, mais il pourrait exister une série paragneissique intermédiaire entre les granitoïdes et les sédiments. Ces paragneiss sont localement migmatitisés et affectés de pegmatites.

4. DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

4.1 *Travaux antérieurs*

LEDENT et CAHEN (1964) ont daté par la méthode Rb-Sr des minéraux de

pegmatites ou de veines traversant des gneiss ou des micaschistes (Tableau I A). Ces échantillons proviennent :

1° de Rungu (entre Isiro et Watsa), où une zone de micaschistes traversée de veines de quartz à muscovite sépare une petite plage kibalienne du Massif granitoïde,

2° de l'Ituri (entre Penghe et Mawambi, au Sud-Ouest de Mambasa) où des veines de pegmatite à muscovite recourent des paragneiss et des granites,

3° d'Aungba (près de Zani) où des pegmatites recourent des migmatites constituées de gneiss (ouest-niliens?) et de granite.

Ces minéraux ont respectivement donné des âges apparents de 1957 ± 58 m.a. (muscovite), 2194 ± 64 m.a. (muscovite) et 2086 ± 424 m.a. (microcline) lorsqu'ils sont calculés avec un $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ initial de 0,709 (Tous les âges Rb-Sr mentionnés dans cette étude ont été calculés avec $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$).

D'autre part, le plomb des galènes contenues dans des veines de quartz recoupant des métavolcanites kibaldiennes à l'Est de Watsa (Zambula, Dila) ont donné des âges conventionnels de 1810 et 2025 m.a. (CAHEN et SNELLING, 1966) (Tableau I B).

Ces données ont permis d'établir que l'ensemble du Kibalien devait être plus ancien que 2190 m.a. (LEPERSONNE, 1971a, 1974), les minéraux précités provenant tous de roches post-tectoniques.

Enfin, en Uganda, certains gneiss et migmatites du « Basement Complex » ont été datés (Rb-Sr, roches totales) à 2600 ± 50 m.a. ($R_i = 0,7060$) par LEGGO (1974). Ces roches, quoique prélevées près de Kampala et donc éloignées de plusieurs centaines de kilomètres de la région-type de l'Arueu, sont néanmoins rapportées à ce groupe tectono-métamorphique dont la déformation en plis couchés (§ 3.2.4) serait

TABLEAU I
Analyses isotopiques

A. Travaux antérieurs

N° échantillon	Rb ppm	Sr ppm	$\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$	$\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$	Nature, origine	Réf.
R.G. 651	448	24,8	2,133	51,71	Muscovite, greisen, Rungu	(1)
R.G.M. 534	203	11,8	2,244	49,45	Muscovite, pegmatite, Ituri	(1)
R.G.M. 5350	209	362	0,757	1,671	Microcline, pegmatite, Aungba	(1)

N° échantillon	Pb^{204}	Pb^{206}	Pb^{207}	Pb^{208}	Nature, origine	Réf.
R.G. 868	1	16,10	15,55	35,80	Galène, veine de quartz, Zambula	(2)
R.G. 4206	1	15,75	15,50	35,73	Galène, veine de quartz, Dila	(3)

(1) Ledent et Cahen (1964); (2) Russell et Farquhar (1960); (3) Eberhardt et al. (1955) in Cahen et Snelling (1966).

TABLEAU I (suite)

B. Données nouvelles

§ N° échantillon	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Nature, origine
R.G. 6.744	230,4 *	561,6 *	0,7518	1,2013	Tonalité gneissique, Moto
R.G. 6.740	67,6 *	405,2 *	0,7196	0,4835	Tonalite, Moto
R.G. 14.587	24,9 **	284,8 **	0,7097	0,2530	Dior. quartzique, Kilo
R.G. 6.934	52 **	391 **	0,7157	0,3851	Tonalite à hb. et bi., Kilo
R.G. 6.923	107 **	445 **	0,7291	0,6972	Monzonite, Kilo
R.G. 92.763	109 **	320 **	0,7367	0,9886	Granite porphyr. Kilo
R.G. 6.743/ (1+2)	314 *	298 *	0,8142	3,0894	Leucogranite, Moto
R.G. 6.738	99 **	294 **	0,7377	0,9773	Adamellite, Moto
R.G. 6.741	101 **	492 **	0,7240	0,5951	Granodiorite, Moto
R.G. 124.597	182 **	118 **	0,8632	4,5319	Granite porphyroblastique, Bondo
R.G. 124.588	182 **	99,7 **	0,8938	5,3811	» »
R.G. 124.591	242 **	67,6 **	1,0940	10,7558	» »
1 HP. 354	162 *	137 *	0,7968	3,440	Gneiss. granitique à musc., biot., Masha
2 PM. 625	246 *	139 *	0,857	5,12	Granite, Mubende
3 R.G. 6.789	99 **	562 **	0,7224	0,5104	Granite porphyrique, Aleza
4 R.G. 6.791	138 **	294 **	0,7473	1,3636	Leucogranite, Aleza
5 R.G.M. 5.350	209 *	362 *	0,757	1,671	Microcline, pegmatite, Zani
6 HP. 351	170 *	277 *	0,7559	1,781	Gneiss gran. sombre, Masha
7 HP. 352	207 *	328 *	0,7596	1,840	Id., porphyroblast. Masha
8 R.G.M. 534	203 *	11,8 *	2,244	49,45	Muscovite, pegmatite, Ituri
9 R.G.M. 651	448 *	24,8 *	2,133	51,71	Muscovite, greisen, Rungu

* Analyse par dilution isotopique.

** Analyse par fluorescence X : M. Delvigne et F. Durez, M.R.A.C.

§ Numéro dans la figure 5.

Les résultats correspondant aux échantillons HP et PM proviennent respectivement de VERNON-CHAMBERLAIN & SNELLING (1972) et SNELLING (1964, in CAHEN & SNELLING, 1966).

ainsi datée. Le groupe tectono-métamorphique wâtien, structuralement antérieur à l'Aruien et de faciès granulitique a, quant à lui, été daté à 2880 m.a. (U-Pb, zircons) par ce même auteur, dans la région qui nous occupe.

4.2 *Données nouvelles*

L'étude pétrographique des roches granitoïdes associées aux métavolcanites kibalienes de Kilo et de Moto, nous a permis d'y distinguer une lignée tonalitique, comprenant des termes dioritiques à granodioritiques (et à laquelle pourraient se rattacher certains massifs de roches basiques grenues — voir § 3.2.2), et une lignée granitique, comprenant des termes granodioritiques à granitiques alcalins. Nous avons vu plus haut que les granites étaient eux-mêmes intrusifs dans les tonalites.

Nous avons, d'autre part, examiné les massifs de granite porphyroblastique de Bondo (voir § 2) et d'Aleza (voir § 3.2.3) situés l'un à l'ouest, l'autre à l'est du Massif granitoïde.

Les résultats qui suivent ont été obtenus par la méthode Rb-Sr appliquée à des roches totales (Tableau 1 B). Les analyses isotopiques ont été réalisées au Centre belge de Géochronologie selon les techniques décrites par DEUTSCH et al. (1965). Les calculs ont été effectués selon la méthode de YORK (1966) et les erreurs indiquées correspondent à deux fois la déviation standard (2σ).

4.2.1 *La lignée tonalitique*

Ces roches, en général grenues, massives, de teinte grise, sont caractérisées par un plagiomorphisme net (quoique moins apparent lorsque les roches sont gneissifiées) et une abondance plus ou moins grande de quartz interstitiel, de hornblende verte et/ou de biotite, déterminant les types pétrographiques de ce qui nous paraît constituer une lignée magmatique allant de roches gabbroïques (?) à des granodiorites (à microcline moulé sur le plagioclase); ce plagioclase est souvent zoné, de composition andésitique à oligoclasiqne.

Ces roches déterminent une isochrone de caractéristique :

$$t_{\text{isochr.}} = 3.101 \pm 54 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0,6985 \pm 0,0003$$

$$\text{MSWD} = 0,12 \quad (\text{fig. 2}).$$

4.2.2 *La lignée granitique*

Les termes granodioritiques de cette lignée sont chimiquement semblables aux termes les plus alcalins de la lignée tonalitique; ils s'en distinguent par la morphologie des feldspaths : le plagioclase est le plus souvent xénomorphe et le microcline tend à former des cristaux indépendants voire des phénoblastes. Les roches sont grenues, grises ou rosées et en général biotitiques.

Les termes les plus alcalins ont des affinités pegmatitiques mais ne forment cependant pas de filons typiques (pegmatites diffuses).

Ils déterminent une isochrone de caractéristique :

$$t_{\text{isochr.}} = 2.547 \pm 132 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0,7021 \pm 0,0020$$

$$\text{MSWD} = 1,01 \quad (\text{fig. 3})$$

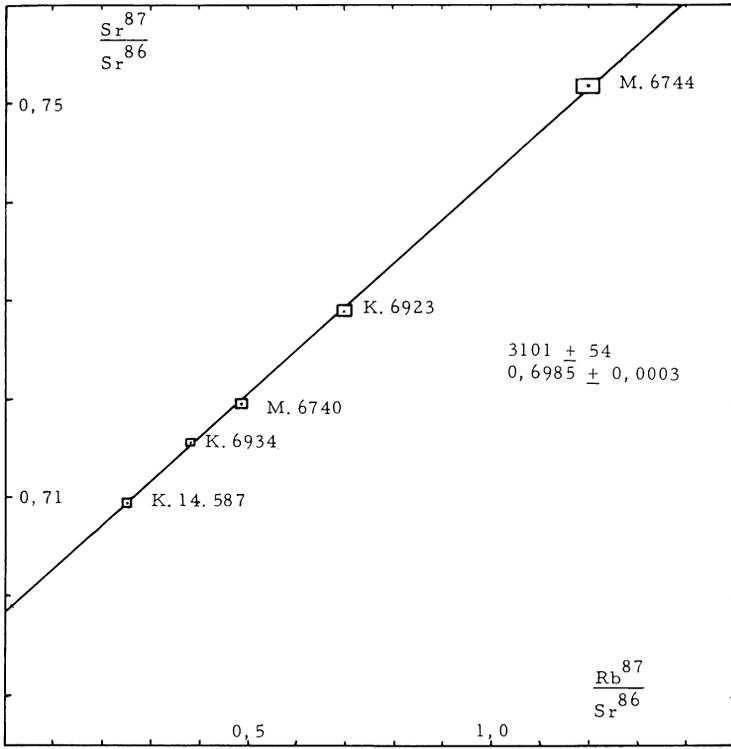


Fig. 2. — Isochrone obtenue à partir de roches dioritiques à granodioritiques, constituant la lignée tonalitique (origine des échantillons : K, région de Kilo; M, région de Moto).

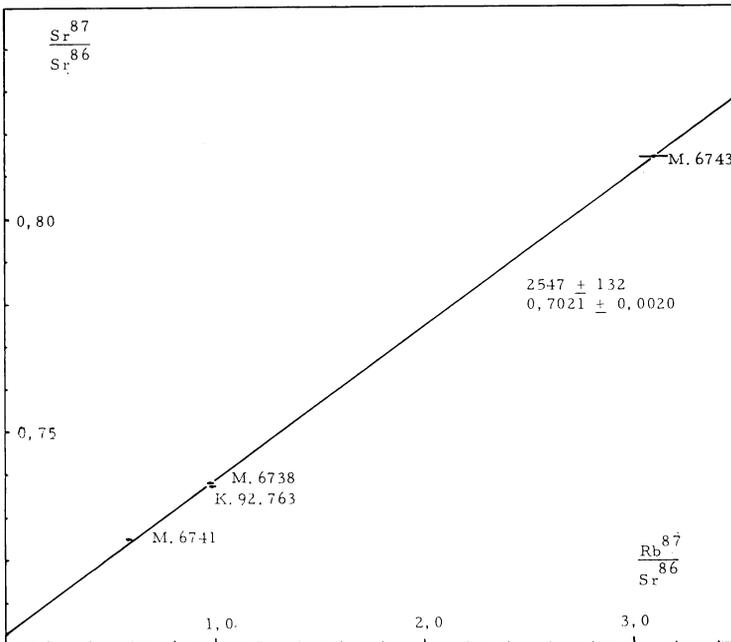


Fig. 3. — Isochrone obtenue à partir de roches granodioritiques à granitiques alcalines, constituant la lignée granitique. (Origine des échantillons : K, région de Kilo; M, région de Moto).

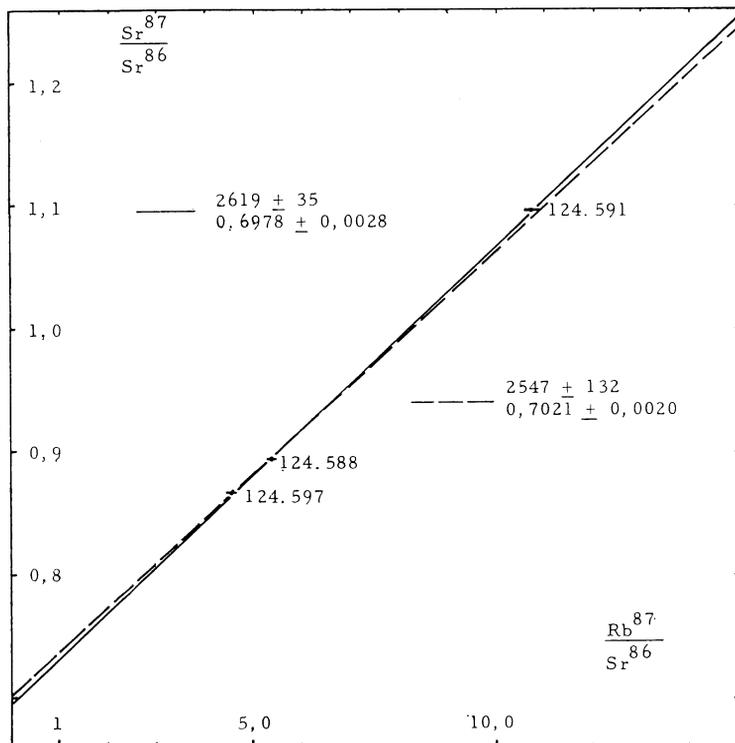


Fig. 4. — Isochrone obtenue à partir de divers faciès du granite de Bondo (Bas-Uele).
En traits interrompus : L'isochrone des granites (fig. 3).

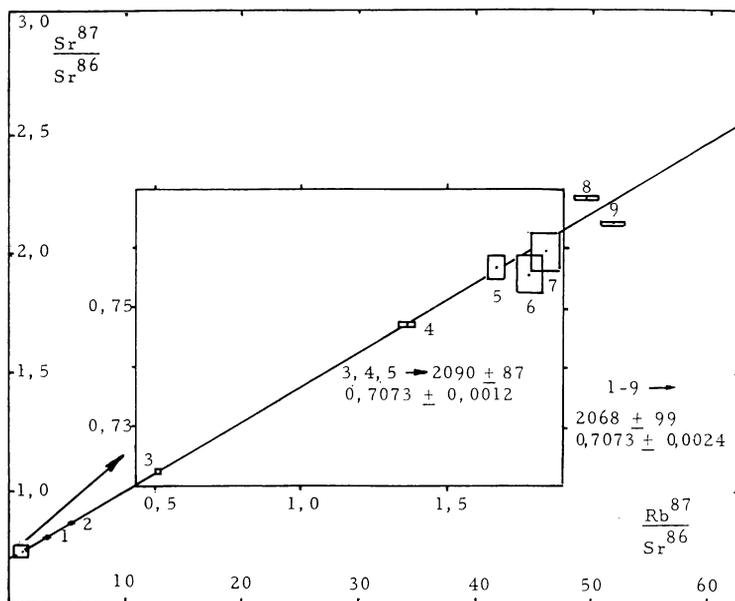


Fig. 5. — Isochrone obtenue à partir de roches totales et de minéraux provenant du Zaïre (Zani 3, 4, 5; Ituri 8, 9) et d'Uganda (Masha 1, 6, 7; Mubende 2). Les numéros renvoient au Tableau I.

4.2.3 *Le granite de Bondo*

Ce granite porphyroblastique, très grenu, rougeâtre, recoupe les gneiss plagioclasiques et les quartzites de la Formation de la Nzangi, appartenant au Complexe du Bomu (LAVREAU, 1975).

Trois types pétrographiques de ce granite déterminent une isochrone de caractéristique :

$$t_{\text{isochr.}} = 2.619 \pm 35 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0,6978 \pm 0,0028$$

$$\text{MSWD} = 0,03 \quad (\text{fig. 4})$$

La valeur anormalement basse du rapport initial Ri appelle la remarque suivante : ce rapport reste trop faible même à la limite de l'erreur expérimentale, on doit dès lors considérer que les points considérés ne constituent pas un groupe homogène du point de vue génétique et chronologique. Le point 124.591 qui influence fortement la valeur du coefficient angulaire (et par conséquent la valeur de Ri car les deux autres points sont relativement proches) pourrait en fait correspondre à une roche mixte dont les composants proviendraient en partie du substratum gneissique et en partie de la masse intrusive.

Ces chiffres confirment cependant l'appartenance du granite de Bondo au Massif granitoïde dont la portion granitique avait donné un âge de 2.547 m.a. avec un rapport initial de 0,7021 ; considérés ensemble, les points « Bondo » (sauf 124.591) et « lignée granitique » définissent en effet une isochrone de caractéristique :

$$t_{\text{isochr.}} = 2.523 \pm 57 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0,7024 \pm 0,0011$$

$$\text{MSWD} = 0,61$$

4.2.4 *Le granite d'Aleza*

Ce granite, localement gneissique, de teinte claire et à phénocristaux très développés, est intrusif (BRUYNINCKX, 1924) dans des gneiss granitiques rapportés à la Formation d'Aru-Zani, appartenant au Complexe ouest-nilien (LAVREAU, 1975). Nous l'avons rapproché de roches similaires (§ 3.2.3) décrites par WOODTLI (1955) un peu plus à l'ouest.

Un faciès leucogranitique grenu du même massif détermine avec le précédent, avec le microcline d'Aungba (§ 3.2.3 et 4.2), avec les muscovites de Rungu et de l'Ituri (§ 4.1) et avec des roches granitiques ugandaises (introduites dans la présente étude pour des besoins comparatifs) provenant de Mubende (KING, 1946, CAHEN et SNELLING, 1966) et de Masha (VERNON-CHAMBERLAIN et SNELLING, 1972) une isochrone de caractéristique :

$$t_{\text{isochr.}} = 2.068 \pm 99 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}} \right)_0 = 0,7073 \pm 0,0024$$

$$\text{MSWD} = 3,77 \quad (\text{fig. 5}).$$

Notons qu'une isochrone limitée aux points « Aleza » et « Aungba » donne :

$$t_{\text{isochr.}} = 2.090 \pm 87 \text{ m.a.}$$

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_0 = 0,7073 \pm 0,0012$$

$$\text{MSWD} = 0,26$$

dont la cohérence interne, reflétée par le MSWD et les marges d'erreur, est évidemment meilleure.

5. DISCUSSION

Les métavolcanites de Kilo et de Moto sont affectées par les intrusions successives de roches basiques (amphibolites à grain fin, gabbros anorthosiques, dolérites), de tonalites et de granites. Les deux dernières générations sont datées de 3,1 et 2,5 b.a. Certaines roches basiques (certainement les amphibolites, la position des autres est incertaine) prédatent les tonalités, mais leur intrusion pourrait être postérieure au métamorphisme qui a affecté les métavolcanites, sauf à considérer que les faciès schistoïdes développés dans certaines roches vertes sont dus au dynamométamorphisme de roches massives (MICHOT, 1942); plusieurs phases de métamorphisme pourraient cependant avoir existé.

Les actinolitoschistes qui forment le Kibalien d'Uganda sont plus jeunes qu'une déformation en plis couchés qui pourrait dater de 2,6 b.a.

Les faciès occidentaux et méridionaux du Kibalien sont antérieurs à des intrusions granitiques alcalines et pegmatitiques datées de 2,1 b.a.; leur relation avec les générations granitoïdes antérieures ne sont pas établies avec certitude.

Une série paragneissique paraît occuper de manière assez constante une position intermédiaire entre le Kibalien métasédimentaire et son substratum granitoïde. Cette série pourrait soit représenter les témoins d'un socle partiellement envahi par la génération granitique de 2,5 b.a., soit correspondre à une série kibalienne sédimentaire qui ne se distinguerait des formations surincombantes que par une lithologie plus grossière et un degré de métamorphisme plus poussé. Dans la première alternative les paragneiss pourraient avoir été déposés après 3,1 b.a., métamorphosés entre cette date et 2,5 b.a., et envahis par les granites à cette dernière époque. Ils constitueraient alors un équivalent de l'Aruen considéré en tant que groupe. Dans la seconde alternative, les paragneiss dateraient du laps de temps 2,5-2,1 b.a., puisqu'ils sont intrudés par des pegmatites de 2,1 b.a. (*) avec, comme corrolaire, que le Kibalien métasédimentaire (faciès occidentaux et méridionaux) pourrait dater du même laps de temps, soit même être plus jeunes que 2,1 b.a. Cette dernière possibilité trouve un soutien dans l'observation (certes négative) que les granites alcalins et les pegmatites de cet âge ne recoupent pas les métasédiments.

On notera toutefois que rien ne s'oppose à ce que la série paragneissique prédate 3,1 b.a. et constitue ainsi un équivalent chronologique du Kibalien métavolcanique de Kilo et de Moto.

Le Kibalien de Zani, formé à la fois de métasédiments et de métavolcanites surmontant une série paragneissique (« Couches de l'Aru ») peut se rattacher aussi bien aux faciès occidentaux ou méridionaux qu'au faciès oriental avec, comme conséquence, que son substratum gneissique pourrait être d'âge pré-aruen dans la mesure où l'Aruen serait représenté par les Couches de l'Aru.

(*) Pour autant que cet âge représente l'âge réel de la mise en place et non celui d'un rajeunissement postérieur.

Enfin, l'existence de données géochronologiques qui peuvent être rapportées à des épisodes ruwenzoriens (TANNER, 1973) reflète l'importance géographique du domaine tectonique ruwenzorien (« fermeture » des muscovites dans les parties internes du Massif granitoïde, existence d'intrusions granitiques des 2,1 b.a. dans les parties orientales.)

6. CONCLUSION

Les roches dénommées kibalienes comprennent des volcanites, des sédiments chimiques et des sédiments détritiques, métamorphisés à des degrés divers, et déposés au cours d'un laps de temps de l'ordre d'un milliard d'années.

On peut distinguer dans ces roches des unités séparées par des événements tectono-métamorphiques importants. Il convient dès lors de placer l'ensemble « Kibalien » à un degré suffisamment élevé dans une échelle lithostratigraphique pour que des subdivisions de premier ordre puissent lui être appliquées, l'équivalent chronologique de cet ensemble devant être l'« ère ». Comme par ailleurs la connaissance de cet ensemble n'est encore que fragmentaire et que ses équivalents lithologiques et structuraux ne sont pas connus avec certitude dans les régions voisines (CAHEN et al., 1975), il convient de limiter cette appellation à la région décrite dans le présent travail. Nous proposons dès lors de remplacer le terme « Kibalien » dans son acceptation actuelle par « Complexe métasédimentaire et volcanique du Kibali-Ituri ». On réservera éventuellement l'appellation « Kibalien » aux roches formées entre 2,1 et 2,5 b.a., en rapport avec l'existence d'une chaîne Buganda-Toro-Kibali (CAHEN et SNELLING, 1966) correspondant à certains éléments du complexe polycyclique ainsi défini.

RÉFÉRENCES

- ADERCA, B., 1952. — Contribution à la connaissance pétrographique et géologique de la partie occidentale du Bas-Uele, et à la métallogénie des gisements aurifères de la région. *Inst. roy. col. belge, Sc. nat. et méd., Mém. in-8°*, **20**, 5, 28 pp.
- ANTHOINE, R., 1937. — Observations tectoniques sur le Kibalien et le cristallophyllien dans le Kibali-Ituri. *A.S.G.B.*, **60**, B 411-420.
- BRUYNINCKX, F., 1924. — Esquisse géologique de la région de l'Aru. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **3**, 149-209.
- CAHEN, L., DELHAL, J. and LAVREAU, J., 1975. — The Archaean of Equatorial Africa : a review. In : WINDLEY, B. F., éd., *The Early history of the Earth*. Interscience Publ., J. Wiley, London.
- CAHEN, L. et SNELLING, N. J., 1966. — *The Geochronology of Equatorial Africa*. North Holland Publ. Cy, Amsterdam.
- CAHEN, L. et LEPERSONNE, 1956. — Congo belge : fasc. IV, 7a du Lexique stratigraphique international. Congr. géol. Int. CNRS, Paris.
- CRUYSSAERT, J., 1962. — Petrografische waarnemingen in het overgangsgebied tussen het granietbatholiet van Noordoost-Congo et het West-Nijl-Formatie. *Natuurwetensch. Tijdschr.*, **44**, 29-34.
- DE DORLODOT, L., 1921. — Quelques roches des formations schisteuses à itabirites et des formations plus anciennes du camp May (Moto). *A.S.G.B.*, **44**, C 34-39.
- DE DORLODOT, L., 1924. — Note sur les roches à Itabirites et les roches schisto-cristallines de la région de Wanga. *Id.*, **47**, C 11-31.
- DE DORLODOT, L., 1926. — Contribution à l'étude des roches amphiboliques de la région des monts Toli. *Id.*, **49**, C 17-26 et 29-33.

- DE DORLODOT, L., 1926. — Une roche éruptive du camp N'Daye. *Id.*, C 39-41.
- DE DORLODOT, L. et MATHIEU, F. F., 1928. — Itinéraire géologique Zobia-Poko. *Id.*, 51 C 95-100.
- DE DORLODOT, L. et MATHIEU, F. F., 1929. — Itinéraire géologique Duru-Gombari-Arebi. *Id.*, 52, C 159-166.
- DE DORLODOT, L. et MATHIEU, F. F., 1931. — Reconnaissance géologique du bassin de la haute Duru. *Id.*, 54, C 107-120.
- DE MAGNÉE, Y., 1941. — A propos de l'âge du conglomérat de May. *Id.*, 64, B 283-293.
- DEUTSCH, S., LEDENT, D. et PASTEELS, P., 1965. — Datations par les méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de Géochronologie du Service de Géologie et de Géochimie nucléaires. Inédit. Université Libre de Bruxelles. 168 pp.
- DUHOUX, P., 1950. — La pétrogénèse et la métallogénèse du domaine minier de Kilo-Moto. *A.S.G.B.*, 73, M 171-244.
- HEPWORTH, J. V., 1964. — Explanation of the geology of sheets 19, 20, 28 & 29 (SW-Nile). *Geol. Surv. Uganda, Rep.* 10, 128 pp.
- HEPWORTH, J. V. et MACDONALD, R., 1966. — Orogenic belts in the Northern Uganda Basement. *Nature*, 210, 5037, 726-727.
- KING, B. C., 1946. — The textural features of the granite and invaded rocks of the Singo batholith of Uganda and their petrogenetic significance. *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, 103, 37-64.
- LAVREAU, J., 1973. — New data about the Kilo-Moto gold deposits, I : The district of Mongbwalu. *Mineralium Deposita*, 8, 1-6.
- LAVREAU, J., 1975. — État des connaissances sur les séries gneissiques du Haut-Zaïre septentrional. *Mus. roy. Afr. centrale, Dep. Géol. et Min.*, Rapp. ann., 1974, 75-84.
- LEDENT, D. et CAHEN, L., 1964. — Quelques données géochronologiques inédites relatives au NE et à l'E de la Rép. du Congo. *Id.*, 1963, 94-95.
- LEGG, P., 1974. — A geochronological study of the basement complex of Uganda. *Jour. Geol. Soc. London*, 130, 263-277.
- LEGRAYE, M., 1940. — Grands traits de la géologie et de la métallogénie des régions de Kilo et de Moto. *Inst. roy. col. belge, Sc. tech., Mém. in-8°*, 2, 135 pp.
- LEPERSONNE, J., 1971a. — Les formations anté-kibaliennes du Congo septentrional. *Mus. roy. Afr. centr., Dep. Géol. et Min.*, Rapp. ann. 1970, 76-80.
- LEPERSONNE, J., 1971b. — Les formations katangiennes (Lindien) de la région Niangara-Gwane-Zemio (Congo sept.). *Id.*, 67-71.
- LEPERSONNE, J., 1974. — Notice et carte géologique au 2.000.000^e du Zaïre. Dir. Mines et Géologie, Kinshasa.
- LONCHAMPT, D. et collaborateurs, 1972. — Rapport sur la géologie du Nord-Kivu. *Bur. Rech. Géol. Min.*, Paris (inédit).
- MATHIEU, F. F., 1918. — Mission dans les Uélés (inédit).
- MICHOT, P., 1942. — Critique du Kibalien, terme stratigraphique de la légende de la carte géologique du Congo belge. *A.S.G.B.*, 65, B 253-259.
- MOUREAU, A., 1939. — Sur l'origine des venues aurifères de la division ouest des Mines de Kilo. *Id.*, 62, B 396-421.
- POLINARD, E., 1936. — Quelques roches éruptives et métamorphiques de Wangá. *Id.*, 59, C 75-83.
- RAMSAY, J. G., 1975. — The structure of the Chindomora batholith. 15th rep. *Rech. Inst. Afr. geol. Univ. Leeds* (à publier).
- RAUCQ, P., 1975. — Relation et signification des minerais hématitiques et couches itabiritiques dans une série précambrienne métamorphique. *Ac. roy. Sc. Outre-Mer, Bruxelles, Bull. séances*, 3, 408-411.

- SEKIRSKY, B., 1954. — Contribution à l'étude géologique de l'Uélé. *A.S.G.B.*, **77**, B 189-199.
- STEENSTRA, B., 1954. — Geology and Petrography of the Kilo region. Excelsior. The Hague, 74 pp.
- STEENSTRA, B., 1955. — Contribution à l'étude des pegmatites de la partie NE de la province orientale. *A.S.G.B.*, **78**, fasc. spéc., 51-55.
- TANNER, P. W. G., 1973. — Orogenic Cycles in East Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **84**, 2839-2850.
- VERNON-CHAMBERLAIN, V. E. and SNELLING, N. J., 1972. — Age and Isotope studies on the Arena granites of SW Uganda. *Mus. roy. Afr. centr., Annales in-8°, Sc. géol.*, **73**, 1-44.
- WOODTLI, R., 1954. — Contribution à l'étude géologique et pétrographique de la région orientale des Mines de Kilo. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, **19**, 1-142.
- WOODTLI, R., 1955. — Les migmatites de la région de Zani. *A.S.G.B.*, **78**, B 125-133.
- WOODTLI, R., 1957. — La structure de Kilo. Contribution à l'étude des fossés africains. *Ac. roy. Sc. col., Bruxelles, Sc. tech., Mém. in-8°, 6*, 119 pp.
- YORK, D., 1966. — Least squares fitting of a straight line. *Canadian Journ. Phys.*, **44**, 1079-1083.