

## Empreinte pan-africaine majeure dans la chaîne ubendienne de Tanzanie sud-occidentale : géochronologie U-Pb sur zircon et contexte structural

Karel THEUNISSEN, Jean-Luc LENOIR, Jean-Paul LIÉGEOIS, Damien DELVAUX  
et Abdul MRUMA

**Résumé** – Une étude structurale et géochronologique (U-Pb sur zircon) dans les terrains ubendiens des Monts Livingstone y révèle une importante empreinte pan-africaine jusqu'ici insoupçonnée. Dans cette région, le socle précambrien de haut degré métamorphique est localement intensément déformé dans des couloirs mylonitiques épais et en concordance avec la structure régionale. Les données géochronologiques pour le granite tardi-mylonitique de Kalunduru ( $724 \pm 6$  Ma) et le gneiss tonalitique non mylonitique d'Ukenju ( $814 \pm 120$  Ma-intercept inférieur) suggèrent un âge Protérozoïque supérieur pour la mylonitisation. L'intercept supérieur du gneiss d'Ukenju ( $2084 \pm 86$  Ma) confirme quant à lui l'âge ubendien du protolithe. Ces résultats indiquent que les structures NW-SE classiquement ubendiennes pourraient en fait être pan-africaines (= mozambiquiennes). Aucune activité du Protérozoïque moyen (Kibarien) n'a été enregistrée dans la région.

### Major Pan-African imprint in the Ubendian belt of SW Tanzania: U-Pb on zircon geochronology and structural context

**Abstract** – A structural and geochronological (U-Pb on zircon) study of the Ubendian terranes of the Livingstone Mountains reveals an unexpected Pan-African imprint. In this area, the high-grade Precambrian basement is locally intensely sheared into thick mylonitic sequences in conformity with the surrounding basement rocks. Geochronological data from the late-mylonitic Kalunduru granite ( $724 \pm 6$  Ma) and from the tonalitic non-mylonitic Ukenju gneiss ( $814 \pm 120$  Ma-lower intercept) suggest that the mylonitic deformation is Upper Proterozoic in age. The upper intercept for the Ukenju gneiss ( $2,084 \pm 86$  Ma) confirms on the other hand the Ubendian age for the protolith. These results suggest that the NW-SE structures held as characteristic for the Ubendian would be Pan-African (= Mozambiquian). Effects of Middle Proterozoic age (Kibaran) have not been recorded in the area.

**Abridged English Version** – GEOLOGICAL SETTING. – The Lower Proterozoic Ubendian belt (Fig. 1) is outlined by a NW-SE oriented ductile fault pattern bounding high-grade terranes ([4]-[7]) west of the thermal “Mozambiquian front” ([1], [3]). Large scale considerations and some field evidence have incited the proposal that the belt is a zone of lateral accretion upon the Tanzanian Archaean craton ([8], [9]). It needs improvement, however, especially regarding the timing of the events recorded.

Our work provides new geochronological and structural data collected in a high-grade terrane and its adjacent ductile fault zone, reflecting the major Ubendian belt characteristics in its southernmost part, the Livingstone Mountains (Fig. 2). This terrane comprises gneissic sequences of mainly intermediate composition with metabasic rocks and rare metasedimentary intercalations. Regional metamorphism of medium pressure amphibolite facies (Alm-Ky sub-facies) increases to the west, where upper amphibolite facies (Sill-Alm-Bi) is predominant and granulite phases (Opx-Cpx) occur as remnants. This area displays a NW-SE oriented east-vergent fold pattern with weakly dipping fold axes. To the east, the gneisses disappear into a structurally conformable thick sequence of intensely sheared rocks: protocataclasites, ultramylonites and even phyllonites bearing good criteria for a sinistral strike-slip regime. Mineralogical associations (epidote-green neofomed biotite-chlorite) and destabilization

Note présentée par Jean DERCOURT.

reactions for primary parageneses (myrmekites, perthitization, microclinization) stress retrograde conditions in upper greenschists to lower amphibolite facies (epidote subfacies) at the brittle-ductile transition.

**GEOCHRONOLOGY (U-Pb on zircon).** — Dating was performed in order to constrain the age of the mylonitic deformation. The elongate N-S trending Kalunduru granite, only locally and weakly foliated, is a shallow level intrusion whose emplacement in the regional high-grade sequences is controlled by the mylonitic deformation. The Ukenju gneiss is of tonalitic composition and is not affected by the mylonitic shear fabric.

Analytical results are listed in the table. The four zircon fractions from the Kalunduru granite exhibit HT and magmatic characteristics. In the  $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$  versus  $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$  diagram (*Fig. 3 a*), they define a discordia line with an upper intercept at  $724 \pm 6$  Ma and a lower intercept reduced to the origin ( $-5 \pm 46$  Ma). The 724 Ma figure corresponds to the crystallization of the granite and is a minimum age for the shear deformation. The four fractions from the Ukenju gneiss consist of squat, often rounded, crystals of metamorphic origin and define a chord with two intercepts (*Fig. 3 b*). The upper intercept ( $2,084 \pm 86$  Ma) is interpreted as the age of the magmatic or metamorphic protolith in the framework of the Ubendian orogeny. The lower intercept ( $814 \pm 120$  Ma) corresponds to either the age of the amphibolite facies metamorphism or to the regional effect of the mylonitic deformation. The high discordancy of the zircon fractions, their metamorphic habits and the absence of retrogression for primary parageneses would favour the first hypothesis. Nevertheless, if the age of the regional metamorphism cannot be stated unequivocally, the age for the mylonitic phase appears well constrained in between  $814 \pm 120$  and  $724 \pm 6$  Ma and can be quoted as Pan-African.

**CONSEQUENCES.** — The recorded Upper Proterozoic age of the NW-SE trending mylonites in the south is a challenge for the supposed Middle Proterozoic age invoked for their equivalents in the northern Ubendian belt ([10]-[13]). The emplacement of Upper Proterozoic alkaline complexes ([22]-[23]) along the East African rift shows that Pan-African effects extend more to the north and that a Pan-African structural pattern may at least partly influence the present rift structure. The recorded deformational, magmatic and probably also metamorphic features testify for more than a simple thermal episode in the Upper Proterozoic evolution of the southern part of the Ubendian belt. They are likely related to the main tectono-metamorphic cycles regionally identified (*i. e.* Katangan to the west and Mozambiquian to the east). In terms of an Upper Proterozoic continental collision [8] with dominant E-W lithospheric stress conditions, the NW-SE oriented belt would act as a zone of stress transfer along the Archaean Tanzanian craton and shear would occur in sinistral regime (the Bangweulu Block (2,000-1,700 Ma [19]-[21]) SW of the Ubendian is not affected by the NW trending shear zones; *Fig. 1*). Additional work is in progress in the more northerly regions to define the role of the Pan-African orogeny in the evolution of the polycyclic Ubendian belt.

---

**INTRODUCTION.** — Le craton archéen de Tanzanie (*fig. 1*) est bordé par les chaînes du Protérozoïque inférieur au sud (Usagarien) et à l'ouest (Ubendien), et par les terrains du Protérozoïque supérieur à l'est (Mozambiquien). La déformation pan-africaine constitue la dernière orogénèse majeure à l'échelle de l'Afrique de l'Est. Le front thermique qui lui est associé affecte l'ensemble des terrains usagariens à l'exception des domaines les plus

occidentaux et se traduit par un rajeunissement radiométrique pour les systèmes K-Ar et Rb-Sr sur minéraux ([1]-[3]).

La chaîne ubendienne, d'orientation générale NW-SE, est caractérisée par une évolution polyphasée au travers de phases de réactivation successives ([4], [5]). La chaîne peut être interprétée en tant que zone de faiblesse, voire de linéament taphrogénique récurrent ou pérenne ([6], [7]). Les structurations des chaînes ubendienne et usagarienne ont été intégrées dans un même modèle de tectonique des plaques au Protérozoïque inférieur ([8], [9]) : l'Usagarien résulterait d'une accréation frontale sur le craton de Tanzanie alors que la chaîne ubendienne procéderait par accréation latérale pour former un assemblage de différents blocs séparés par des couloirs de cisaillement. Des modèles ont été également proposés pour les chaînes du Protérozoïque moyen en Zambie [10] et au Burundi ([11]-[13]) avec la chaîne ubendienne comme zone de transfert de contraintes (*fig. 1*). Dans cette optique les couloirs, où ce transfert s'est opéré, seraient d'âge Protérozoïque moyen.

Mais si des modèles existent pour décrire les mécanismes et la géométrie des chaînes, de nombreuses données font encore défaut. Notre travail, basé sur des données structurales et géochronologiques dans la partie la plus méridionale de la chaîne, y révèle une empreinte pan-africaine majeure jusqu'ici insoupçonnée.

**CADRE GÉOLOGIQUE.** — La région étudiée (feuille QDS 285 — *fig. 2 a*) dans les Monts Livingstone peut être divisée en deux domaines structuraux (*fig. 2 b*). Les structures sont orientées NW-SE à l'ouest (domaine Ukenju) : les plis y adoptent une vergence générale vers l'est, les axes de plis plongeant modérément vers le NW. Par contre à l'est (domaine Ibumi), les structures sont orientées E-W.

Le socle précambrien regroupe des gneiss de composition tonalitique à granodioritique et des amphibolites. Les métasédiments interstratifiés, peu abondants, sont des paragneiss à grenat-disthène/sillimanite et des horizons de micaschistes.

Cette séquence est localement intensément déformée dans des couloirs mylonitiques épais et en apparente concordance avec la structure gneissique régionale. Ces zones sont les plus puissantes dans la partie orientale du domaine Ukenju où elles passent d'une direction NW-SE à une direction quasi N-S (*fig. 2 a*).

**MÉTAMORPHISME ET STRUCTURE.** — Le métamorphisme régional est du faciès amphibolite de moyenne pression (sous-faciès almandin-disthène). Dans l'ouest du domaine Ukenju il atteint le faciès amphibolite profond (Sill-Alm-Bi) et des phases du faciès granulite apparaissent en reliques (Opx-Cpx).

Deux phases principales de déformation peuvent être distinguées : la foliation métamorphique gneissique (D1) et la phase de décrochement en régime sénestre (D2) matérialisée par les couloirs mylonitiques et les structures S-C associées. Le réseau des failles cassantes du rift actuel vient se greffer en concordance structurale sur ces zones mylonitiques.

Les faciès mylonitiques varient en fonction des protolithes originels et de l'intensité des processus de déformation et de recristallisation. On observe ainsi la transition presque complète depuis les protocataclasites (10-50 % matrice) jusqu'aux ultramylonites (90-100 % matrice). La linéation d'extension minérale est particulièrement bien exprimée dans les termes ultramylonitiques et les critères de sens de mouvement indiquent une direction générale de transport tectonique vers le SE.

Dans ces niveaux mylonitiques, les associations minérales (épidote, biotite verte de néoformation, chlorite) et les réactions de déstabilisation des paragenèses primaires (myrmékites, perthites de remplacement, microclinisation) attestent des conditions de

TABLEAU  
Données isotopiques U-Pb sur zircon.  
*U-Pb isotopic data on zircon.*

*Granite Kalunduru (IS 43)*

Fraction			Concentrations			Rapports atomiques					Ages (Ma)		
N°	Mag. prop. (1)	Poids (mg)	U (ppm) (2)	Pb (ppm) (2)	Pb rad (%) (3)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
						(4)	(4)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)
1	-1° M	3,83	143	16	97,2	2 084	0,147 8	0,106 8	0,936 7	0,063 62	654	671	729
2	-3° M	4,32	103	13	96,9	1 848	0,155 9	0,114 2	0,990 5	0,062 88	697	699	704
3	-5° M	5,04	93	11	97	1 883	0,171 2	0,111 9	0,981 2	0,063 60	684	694	728
4	-7° M	4,60	83	10	97,8	2 657	0,174 1	0,116 1	1,022 4	0,063 87	708	715	737

*Gneiss Ukenju (IS 66)*

Fraction			Concentrations			Rapports atomiques					Ages (Ma)		
N°	Mag. prop. (1)	Poids (mg)	U (ppm) (2)	Pb (ppm) (2)	Pb rad (%) (3)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$
						(4)	(4)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)	(5)
1	-3° M	5	212	61	99,6	14 918	0,183 4	0,258 2	4,003 6	0,112 47	1 481	1 635	1 839
2	-5° M	4,52	202	57	99,4	9 369	0,190 4	0,251 6	3,870 4	0,111 58	1 447	1 608	1 825
3	-6° M	3,8	176	49	99	5 130	0,210 2	0,243 8	3,691 5	0,109 80	1 407	1 570	1 796
4	-6° NM	3,7	167	47	98,2	2 746	0,216 7	0,244 0	3,680 8	0,109 39	1 402	1 567	1 789

Diamètre des zircons : 63-150  $\mu\text{m}$ . 1. Propriétés magnétiques : M : magnétique; N.M. : non magnétique pour la contrepartie donnée du séparateur magnétique Frantz (1,5 A-25° de pente). 2. Erreur sur rapports U/Pb < 1 %. 3. Corrigé pour Pb commun [17] et contamination (blancs < 200 pg). 4. Corrigés pour le fractionnement isotopique. 5. Rapports corrigés pour le fractionnement, la contamination et le Pb commun à l'origine (erreur sur  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  < 0,1 %). Mode opératoire pour la séparation chimique adapté d'après [14] et [15]. Constante de désintégration d'après [16].

*Zircon diameters: 63-150  $\mu\text{m}$ . 1. Magnetic properties: M: magnetic; N.M.: non-magnetic at indicated degree of tilt of Frantz isodynamic separator (1.5 A-25° slope). 2. Error on U/Pb ratio < 1%. 3. Corrected for common lead [17] and contamination (blanks < 200 pg). 4. Ratios corrected for isotopic fractionation only. 5. Ratios corrected for fractionation, blank and initial common Pb (error on  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  < 0.1%). Chemical processes modified after [14] and [15]. Disintegration constant of [16].*

métamorphisme rétrograde à la transition des domaines ductile et cassant (limite faciès schistes verts-faciès amphibolite).

GÉOCHRONOLOGIE (U-Pb sur zircon). – L'âge de la phase de mylonitisation (D 2), bien que crucial, est inconnu. Les seules contraintes géochronologiques sûres sont relatives au métamorphisme ubendien daté vers 1 800-2 200 Ma ([2], [3]) et dans la région, au dépôt des séries du Karoo (fin Paléozoïque-début Mésozoïque), constituant respectivement les limites supérieure et inférieure.

Deux échantillons ont été sélectionnés. Le granite Kalunduru (*fig. 2 a*) est un pluton allongé (1  $\times$  5 km) localement faiblement folié et dont la mise en place est contrôlée par les structures associées à la déformation mylonitique D 2. La datation de ce granite tardi-mylonitique fournira un âge minimum proche pour la phase D 2. Le deuxième échantillon est un gneiss de composition tonalitique, prélevé en dehors des couloirs mylonitiques. Cet échantillon livrera un âge maximal pour la mylonitisation. Les résultats et la procédure analytique sont reportés au tableau et à la figure 3.

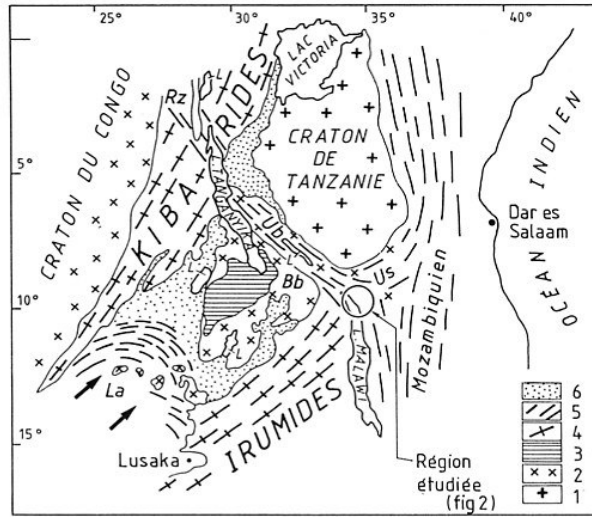


Fig. 1. — Carte schématique structurale de l'Afrique centro-orientale (modifié d'après [1]). 1. domaine archéen; 2. domaine ca 2000 Ma (craton du Congo, (Ub) Ubendian, (Us) Usagarien, (Rz) Rusizien, (Bb) Bangweulu Block); 3. couverture Protérozoïque inférieur tardif ou moyen tabulaire; 4. domaine kibarien (1 300-1 100 Ma, Kibarides et Irumides); 5. domaine pan-africain (Mozambiquien, (La) Arc lufilien), les flèches noires indiquent la direction de transport tectonique au Katanguien; 6. couverture Protérozoïque supérieur tabulaire.

Fig. 1. — Geological outline of eastern central Africa (modified after [1]). 1. Archaean; 2. Early Proterozoic terranes (Congo craton, (Ub) Ubendian, (Us) Usagaran, (Rz) Rusizian, (Bb) Bangweulu Block: ca 2,000 Ma); 3. Tabular cover (late Lower Proterozoic – Middle Proterozoic); 4. Kibaran (1,300-1,100 Ma, Kibarides and Irumides); 5. Pan-African (Mozambique Belt, (La) Lufilian Arc), black arrows indicate the general tectonic transport direction during the Katangan orogeny; 6. Upper Proterozoic tabular cover.

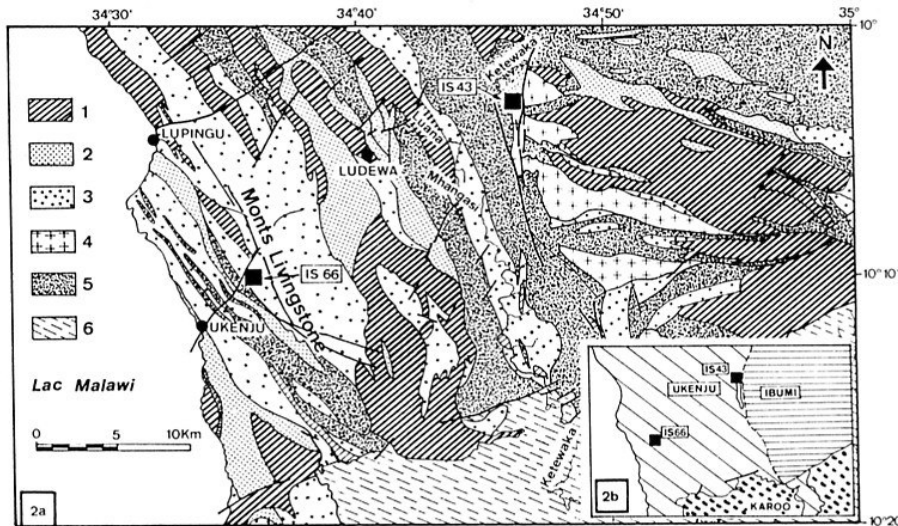


Fig. 2. — Carte géologique de la région étudiée (modifiée d'après QDS 285). Carte générale (2a) et domaines structuraux (2b). 1. métabasites; 2. métasédiments; 3. gneiss indifférenciés; 4. granitoïdes; 5. mylonites/cataclasites; 6. Karoo.

Fig. 2. — Geological map of the region studied (modified after QDS 285). General map (2a) and structural domains (2b). 1. metabasites; 2. metasediments; 3. undifferentiated gneisses; 4. granitoids; 5. mylonites/cataclasites; 6. Karoo.

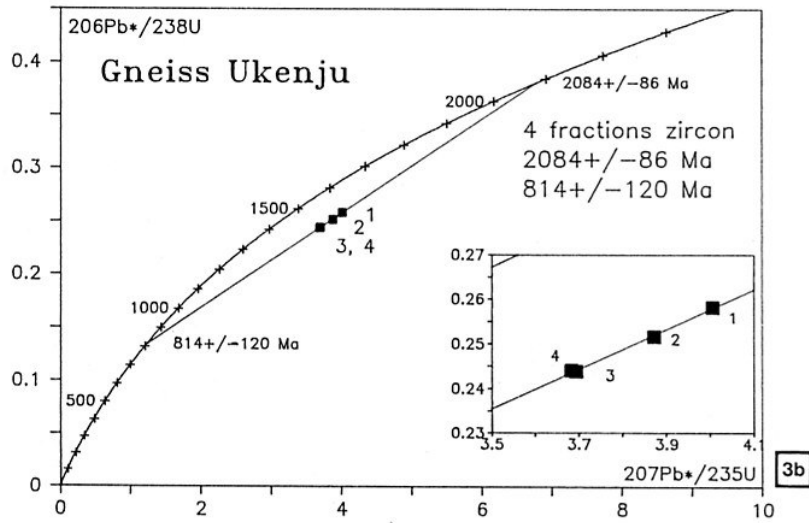
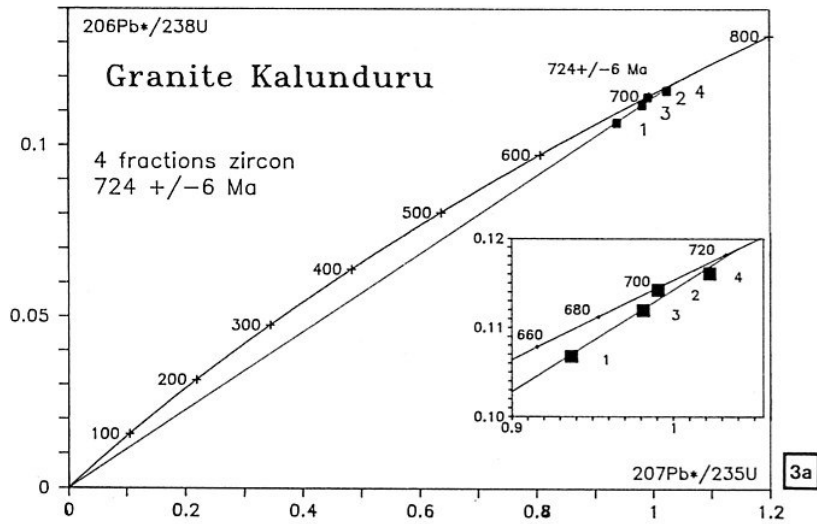


Fig. 3. - Discordia U-Pb sur zircon pour le granite Kalunduru (3 a) et le gneiss Ukenju (3 b).  
Légende : voir tableau. Calcul des âges selon [18].

Fig. 3. - U-Pb on zircon discordia for the Kalunduru granite (3 a) and Ukenju gneiss (3 b).  
Captions: see Table. Ages calculated following [18].

1. *Granite de Kalunduru* (éch. IS 43, *fig. 2 a*). — Les zircons sont d'origine magmatique, parfois métamictes (exclus de l'analyse) et développent des caractères de HT [faces (101) et (100) dominantes]. Les quatre fractions définissent un intercept supérieur à  $724 \pm 6$  Ma et un intercept inférieur réduit à l'origine ( $-5 \pm 46$  Ma) (*fig. 3 a*). Le caractère magmatique des zircons et la relative concordance des fractions permettent d'interpréter l'âge de  $724 \pm 6$  Ma comme celui de la cristallisation du granite.

2. *Gneiss Ukenju* (éch. IS 66, *fig. 2 a*). — Les quatre fractions de zircon isolées regroupent des cristaux trapus aux caractères métamorphiques. Elles définissent une corde avec deux intercepts, respectivement  $2084 \pm 86$  et  $814 \pm 120$  Ma (*fig. 3 b*). L'importante discordance des fractions indique que l'intercept inférieur correspond à un épisode majeur ayant affecté l'échantillon. L'intercept supérieur ( $2084 \pm 86$  Ma) peut être interprété comme l'âge du protolithe magmatique ou métamorphique ubendien, alors que l'intercept inférieur ( $814 \pm 10$  Ma) peut soit correspondre à l'âge du métamorphisme observé dans la roche, soit traduire un effet régional de la déformation mylonitique. Les caractères métamorphiques des zircons et l'absence de paragenèses rétrogrades liées à la phase D2 dans ces niveaux gneissiques sont en faveur de la première interprétation. En outre, un épisode du métamorphisme régional en faciès amphibolite, par son contexte de haute température, peut plus facilement expliquer les pertes épisodiques en Pb qu'un épisode mylonitique à composante essentiellement tectonique et de plus faible degré métamorphique. Dans tous les cas, si le métamorphisme régional ne peut être daté avec certitude, la phase mylonitique quant à elle ne peut se placer qu'au Protérozoïque supérieur entre  $814 \pm 120$  et  $724 \pm 6$  Ma, c'est-à-dire au sein du Pan-Africain.

CONSEQUENCES. — Deux phases principales peuvent être identifiées : la déformation ductile ubendienne D1 (ca 2000 Ma) et les décrochements sénestres pan-africains semi-ductiles D2 (en ne considérant pas la tectonique cassante associée au rift actuel). Le manque de données géochronologiques et la surimposition des structures NW-SE au cours des différentes phases ont masqué jusqu'ici l'existence de cette phase mylonitique pan-africaine. Cette phase dont la fin est datée à  $724 \pm 6$  Ma pourrait être le dernier stade d'un important cycle métamorphique de haut grade au Protérozoïque supérieur. Remarquons cependant que le Bangweulu Block (*fig. 1*) adjacent à la chaîne ubendienne est également constitué de gneiss, granites et volcanites [19] datés vers 1800-1900 Ma ([20], [21]) mais qu'il ne possède pas cette orientation NW-SE caractéristique. Seule la partie de la chaîne accolée au craton de Tanzanie apparaît donc avoir été réactivée au Pan-Africain.

Les structures NW-SE de la chaîne ubendienne recoupant les chaînes Kibarides (ca 1300 Ma) au nord et Irumides (ca 1100 Ma) au sud (*fig. 1*) ont toujours été difficiles à expliquer dans le cadre d'une chaîne du Protérozoïque inférieur. Nos données, limitées au SE de la chaîne, indiquent sinon leur création, en tous cas un rejeu majeur de ces structures au cours du Pan-Africain.

Des âges pan-africains sensu lato ont déjà été décrits dans la chaîne. Certains de ces âges correspondent à la mise en place de complexes alcalins le long du tracé du rift africain actuel ([22], [23]) confirmant que les structures de ce rift seraient au moins en partie héritées du Pan-Africain.

Cette phase mylonitique, magmatique et peut-être métamorphique est donc plus qu'un simple épisode thermique et doit trouver ses origines dans les deux grands cycles tectono-métamorphiques définis régionalement, à savoir l'orogénèse katanguienne à l'ouest et l'orogénèse mozambiquienne à l'est (*fig. 1*). Les couloirs mylonitiques D2 à composante

sénestre pourraient ainsi représenter dans le cadre d'une collision continentale au Protérozoïque supérieur [8] les zones de transfert de contraintes pour un régime compressif orienté E-W. Pour éprouver cette hypothèse, des études complémentaires sont en cours, en particulier pour isoler l'épisode pan-africain dans l'évolution complexe de la chaîne.

Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet belgo-tanzanien I.G.S. (Inherited Geological Structures). Nous remercions particulièrement J. Klerkx pour son soutien et R. Black pour la lecture critique du manuscrit.

Note remise le 26 décembre 1991, acceptée après révision le 9 avril 1992.

#### RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- [1] L. CAHEN et N. J. SNELLING, *The Geochronology of Equatorial Africa*, North Holland Publishing Company, 1966, 193 p.
- [2] G. GABERT, *Geol. Jb.*, B-30, 1978, p. 3-25.
- [3] H. N. A. PRIEM, N. A. I. M. BOELRIJK, E. H. HEBEDA, E. A. Th. VERDURMEN, R. H. VERSCHURE, I. S. OEN et L. WESTRA, *Precamb. Res.*, 9, 1979, p. 227-239.
- [4] R. B. MCCONNELL, *Bull. Geol. Surv. Tanganyika*, 19, 1950.
- [5] J. SUTTON, J. WATSON et T. C. JAMES, *Bull. Geol. Surv. Tanganyika.*, 18, 1954.
- [6] R. B. MCCONNELL, *J. Geol. Soc. Lond.*, 137, 1980, p. 483-489.
- [7] J. SUTTON et J. WATSON, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 317, 1986, p. 5-12.
- [8] R. M. SHACKLETON et A. C. RIES, *J. Struct. Geol.*, 6, 1984, p. 111-117.
- [9] M. C. DALY, J. KLERKX et J. T. NANYARO, *Terra Cognita*, 5, (2/3), 1985, p. 257.
- [10] M. C. DALY, *Épisodes*, 11, 1988, p. 5-11.
- [11] J. KLERKX, J.-P. LIÉGEOIS, J. LAVREAU et W. CLAESSENS, dans A. KRÖNER éd., *Proterozoic Lithospheric Evolution, Geodynamic Series, Am. Geophys. Union*, 17, 1987, p. 217-233.
- [12] K. THEUNISSEN, *I.G.C.P. Newsletter Bull.*, 1, 1988, p. 55-64.
- [13] K. THEUNISSEN, dans J. LAVREAU et C. BARDINET éd., *Image Analysis, radiometric survey and geological control of Landsat TM data in Tanzania*, *Ann. Mus. Roy. Afr. Centr. Tervuren (Belg.)*, 96, 1989, p. 63-77.
- [14] T. E. KROGH, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 1973, p. 485-494.
- [15] J. R. LANCELLOT, *Thèse Sci.*, Paris, 1975, 280 p.
- [16] R. H. STEIGER et E. JÄGER, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 1977, p. 359-362.
- [17] R. H. STACEY et J. D. KRAMER, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 26, 1975, p. 207-221.
- [18] K. R. LUDWIG, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 46, 1980, p. 212-220.
- [19] L. S. ANDERSEN et R. UNRUG, *Precamb. Res.*, 25, 1984, p. 187-212.
- [20] H. SCHANDELMEIER, *Giess. Geol. Schrift.*, 23, Giessen, 1980, 113 p.
- [21] M. S. BREWER, H. W. HASLAM, D. P. F. DARBYSHIRE et A. E. DAVIS, *Rep. Inst. Geol. Sci. London*, 39/5, 1979, p. 1-11.
- [22] L. TACK, P. DE PAEPE, S. DEUTSCH et J. P. LIÉGEOIS, dans J. KLERKX et J. MICHOT éd., *Géologie Africaine*, Tervuren (Belg.), 1984, p. 91-114.
- [23] G. E. RAY, *J. Geol. Soc. Lond.*, 130, 1974, p. 427-440.

K. T., J.-L. L., J.-P. L., D. D. : Département de Géologie,  
Musée royal de l'Afrique centrale, 3080 Tervuren, Belgique;

A. M. : Department of Geology,  
University of Dar es Salaam, Tanzania.