

## L'AGE DU COMPLEXE MÉTASÉDIMENTAIRE DE LUIZA, RÉGION DU KASAI, ZAIRE (\*)

par J. DELHAL (\*\*) et D. LEDENT (\*\*\*)

(4 fig. dans le texte)

### RÉSUMÉ

Quelques résultats géochronologiques nouveaux et une revue de tous les résultats déjà publiés permettent de dater les principales phases du cycle luizien dans le Kasai méridional.

La phase tectono-métamorphique principale a produit une réhomogénéisation du strontium dans les roches granitiques formant le soubassement immédiat des métasédiments luiziens. Son âge, défini par une isochrone de roches totales, est de  $2340 \pm 65$  m. a.  $R_i = 0,7140$ .

L'âge de la fermeture du système Rb/Sr des muscovites des métasédiments est de 2100 m. a. environ.

L'intrusion de pegmatites posttectoniques dans les sédiments et dans leur socle se situe autour de 2000 m. a., tandis que la fermeture du système Rb/Sr des biotites aux endroits peu susceptibles d'être affectés par un événement plus récent est d'environ 1900 m. a.

La note rappelle et complète les données pétrographiques et géochronologiques qui permettent de préciser l'influence des manifestations du cycle luizien sur les formations plus anciennes de cette partie du Kasai.

Les âges donnés sont calculés avec  $\lambda Rb_{87} = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

### ABSTRACT

Several new geochronological results as well as a review of all results already published allow dating of the main phases of the Luizian cycle in South-Kasai.

The main tectono-metamorphic event has lead to the rehomogenization of strontium in the granitic rocks forming the immediate basement of Luizian metasediments. The age of this event, yielded by a total rock isochron is  $2340 \pm 65$  m.y. with initial ratio = 0,7140.

The age of the closing of the Rb/Sr systems for muscovites of metasediments is about 2100 m.y.

The intrusion of posttectonic pegmatites into the sediments and their basement occurred around 2000 m.y. whereas the closing of the Rb/Sr systems of the biotites happened 1900 m.y. ago in places where they were not influenced by a younger event.

This paper reviews and completes the petrographical and geochronological data which allow correct apprehension of the influence of Luizian cycle on older formations in this part of Kasai.

The ages given are calculated with  $\lambda Rb_{87} = 1.47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$ .

(\*) Communication présentée et manuscrit déposé le 13 mars 1973.

(\*\*) Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980. Tervuren, Belgique.

(\*\*\*) Service de Minéralogie et de Pétrologie, Univ. Libre de Bruxelles, B-1050. Bruxelles.

(\*\*) (\*\*\*) Centre Belge de Géochronologie.

## INTRODUCTION GÉOLOGIQUE

La plus grande partie des roches rapportées au Complexe métasédimentaire de Luiza s'étend d'Ouest en Est dans la moitié septentrionale du degré carré de Luiza (S8/E22).

Cette région a été décrite et cartographiée dans plusieurs travaux (principalement J. Delhal, 1963 et J. Delhal, R. Legrand et J. Lepersonne, 1964). Rappelons que le complexe est constitué essentiellement de quartzites, d'itabirites et de micaschistes auxquels sont associés par endroits des amphiboloschistes et des gneiss de composition granitique à granodioritique.

Dans le prolongement de cette région type, le complexe est représenté à l'Est du 23<sup>e</sup> méridien par quelques lambeaux, en partie conglomératiques, dispersés sur le socle cristallin (B. Morelli et P. Raucq, 1962). Vers l'Ouest, certains quartzites et micaschistes de la région de la Mufo, dans le Nord-Est de l'Angola, pourraient, selon nous, constituer des témoins de son prolongement occidental (J. Delhal et C. Fiermans, notes inédites, 1966).

Dans l'ensemble, il apparaît que l'érosion a fait disparaître une part importante du complexe dont l'extension originelle demeure inconnue.

C'est aux grandes failles radiales de la région de Luiza qu'on doit vraisemblablement la subsistance dans cette région d'une épaisseur, faible sans doute, mais assez continue des métasédiments.

Dans cette région, le Complexe métasédimentaire de Luiza est en contact avec deux formations bien distinctes. D'une part, il est limité vers le Nord par le *Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua*, peu ou pas métamorphique suivant les endroits, et probablement plus jeune (J. Delhal, J. Lepersonne et P. Raucq, 1966) qui, lui-même, est séparé vers le Nord du *Complexe granitique et migmatitique de Dibaya* (J. Delhal, P. Raucq et J. Thoreau, 1967) par la grande faille radiale de la Malafudi.

D'autre part, le Complexe métasédimentaire de Luiza est en relation, tantôt par faille, tantôt par une discordance, avec différentes parties du *Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami*.

Ces différentes parties se distinguent de la façon suivante (J. Delhal, 1963) :

— vers le Sud, la *zone gabbro-noritique* qui est séparée du complexe de Luiza par une grande faille et qui a gardé tous les caractères structuraux et métamorphiques (catazonaux) des premiers stades de son histoire.

— vers le Nord-Ouest, le *massif de Lueta* qui, à l'origine, était pétrographiquement comparable à la zone gabbro-noritique. Mais, recouvert en discordance par les sédiments luiziens, il a subi, en bordure, une altération épizonale et a été marqué ensuite partiellement par une phase métamorphique mésozonale supérieure au cours de l'évolution tectonométamorphique du cycle luizien.

— vers le Sud-Est, la *zone amphibologneissique* dont la formation résulte de la rétro-morphose en mésozone d'une partie du complexe gabbro-noritique et charnockitique lors d'un événement antérieur au cycle luizien. Au cours de ce cycle, les gneiss et les amphibolites de la zone ont subi au contact des sédiments luiziens la même évolution épizonale puis mésozonale que le massif de Lueta.

Au Sud du Complexe charnockitique, se situe une vaste région granito-gneissique reliée au Complexe métasédimentaire de Luiza par l'intermédiaire d'un « couloir Nord-Sud » situé entre failles et formé lui-même de gneiss parmi lesquels les *gneiss de la Haute-Luanayi* dont il sera question plus loin.

Dans la région même où affleurent les métasédiments luiziens, les itabirites situées à leur base proviennent vraisemblablement du démantèlement du socle basique, tandis que les amphibolochistes sont des parties de ce socle modifiées et schistifiées par l'orogénèse luizienne.

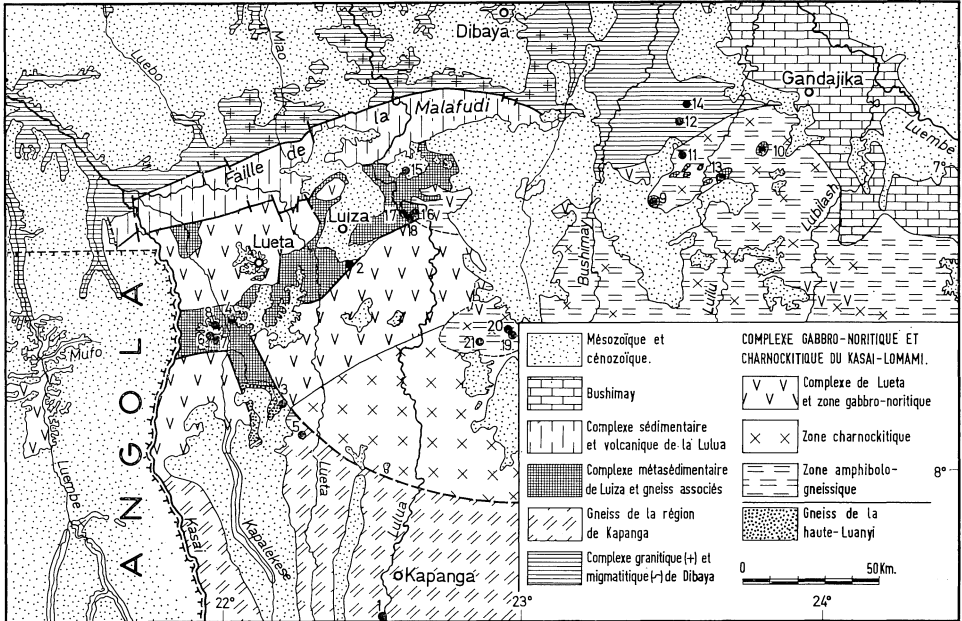


Fig. 1. — Carte du Sud-Ouest du Kasai montrant l'extension du complexe métasédimentaire de Luiza et la situation des échantillons datés.

L'évolution des gneiss de cette région doit être détaillée davantage. Vers l'Ouest nous avons pu les voir injecter le socle basique dans le massif de Lueta; des pegmatites gneissifiées leur sont associées. Dans l'Est du degré carré de Luiza, ils ont apparu à R. Legrand comme étroitement associés aux métasédiments. L'examen pétrographique a montré qu'ils avaient été saussuritisés en épizone avant d'être gneissifiés et partiellement recristallisés au cours de l'orogénèse luizienne.

A la suite de ces différentes observations, nous les avons considérés comme provenant de granites précoces du cycle luizien (J. Delhal, 1963). Cette note montrera qu'au moins une partie d'entre eux appartient au socle des sédiments luiziens. Dans ce cas, ils ne se distingueraient pas des gneiss formant la « zone amphibolite-gneissique » définie plus haut.

Quoi qu'il en soit, on note l'absence de granites luiziens de caractères syntectonique et posttectonique. Il faut se déplacer dans une région mal connue située au sud du Complexe charnockitique pour rencontrer un granite susceptible d'être posttectonique. Les pegmatites luiziennes sont peu nombreuses; elles sont connues dans les métasédiments luiziens et dans le socle environnant.

Le tableau 1 illustre l'ordre des événements tel qu'il a été établi par J. Delhal (1963) et partiellement confirmé ensuite par des études géochronologiques.

TABLEAU 1 — Évolution des formations pré-luiziennes dans le degré carré de Luiza.

<i>Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lo-mami (zone typique)</i>	<i>Zone amphibologneissique (zone de transformation attenante au complexe gabbro-noritique et charnockitique)</i>	<i>Massif de Lueta (Partie détachée du complexe gabbro-noritique et charnockitique)</i>	<i>Soubassement actuel des méta-sédiments luiziens</i>
Formation des gabbros noritiques, et des charnockites Catazone — 2870 m.a.	Formation des gabbros noritiques, et des charnockites Catazone — 2870 m.a.	Formation des gabbros noritiques Catazone — 2870 m.a.	? ?
↑ Déformation Cataclase en catazone > 2350 m.a., peut-être 2720 m.a. ? Gabbros et charnockites cataclasés	↑ Déformation Rétromorphose et recristallisation en mésozone  Gneiss et amphibolites granoblastiques	? Injection granitique  Gabbros noritiques et gneiss divers	? ?  Granites et granodiorites
↑ — — —	Localement : Discordance ⇓ Kakéritisisation en épizone et ↓ Sédimentation luizienne	⇓ Discordance Rétromorphose en épizone et ↓ Sédimentation luizienne	⇓ Granites et granodiorites (?) Saussuritisation en épizone et Sédimentation luizienne
↑ Fermeture du système Rb/Sr des biotites des charnockites 2350 m.a. Gabbros noritiques et charnockites cataclastiques	↓ Au contact des sédiments : Déformation et métamorphisme en mésozone supérieure  Gneiss et amphibolites schistes  ↑ Pegmatites — 2010 m.a.	↓ Au contact des sédiments : Déformation et métamorphisme en mésozone supérieure  Gabbros et amphibolites schistifiées  ↑	↓ Déformation et recristallisation en mésozone supérieure 2340 m.a. Gneiss « luiziens »  ↑ Fermeture du système Rb/Sr des muscovites — 2100 m.a. Pegmatites — 1948 m.a.

## DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Plusieurs publications ont fourni des données géochronologiques sur le Complexe de Luiza et les formations qui l'encadrent.

En résumé, le phénomène de charnockitisation du Complexe gabbro-noritique et charnockitique du Kasai-Lomami a été daté à 2870 m.a., notamment par la méthode U/Pb appliquée à du zircon et à de la monazite (J. Delhal et D. Ledent, 1971).

L'âge apparent de la biotite brun-rouge des charnockites est de 2350 m.a. (\*). Il indique le moment de la fermeture des biotites pour le strontium, c.à.d. le moment où le complexe charnockitique avait atteint un niveau relativement superficiel de l'écorce.

Dès lors, l'importante déformation régionale qui a cataclasé les charnockites en catazone et qui a donné lieu localement à leur rétro-morphose en mésozone, telle qu'on peut l'observer dans la zone amphibologneissique, est un événement bien antérieur à 2350 m.a. Son âge pourrait correspondre à celui des granites et des migmatites de Dibaya, qui vient d'être établi à 2720 m.a. par des mesures U/Pb sur des zircons et des sphènes (J. Delhal, D. Ledent et P. Pasteels, en préparation).

Des mesures faites sur des muscovites des métasédiments luiziens ont conduit à assigner un âge un peu supérieur à 2100 m.a. au métamorphisme luizien et des âges compris entre 1800 et 2000 m.a. aux phénomènes posttectoniques de ce cycle (J. Delhal et D. Ledent, 1966).

Ajoutons que les premiers travaux géochronologiques sur le Kasai avaient révélé la possibilité de l'existence d'un cycle antérieur à celui qui a vu la formation des charnockites. Le microcline d'une pegmatite située parmi les gneiss de la Haute-Luanyi a fourni, en effet, un âge de l'ordre de 3300 m.a. (D. Ledent, C. Lay et J. Delhal, 1962). Jusqu'ici cependant, seule cette pegmatite nous a fourni un âge aussi élevé ; les gneiss environnants ayant fait l'objet de nos mesures ont tous des âges qui traduisent l'influence marquante de l'orogénèse luizienne dans ce « couloir » de gneiss (J. Delhal et D. Ledent, 1973).

La présente note apporte quelques résultats géochronologiques nouveaux qui permettent notamment de fixer l'âge de la phase principale de l'orogénèse luizienne. Afin de situer les différentes phases du cycle luizien, il était nécessaire de reconsidérer à nouveau tous les résultats anciens et déjà publiés. Il convient de remarquer que certains d'entre eux remontent à 1961 et n'ont pas été obtenus sur un ensemble cohérent d'échantillons rassemblés dans un but de datation. Tels qu'ils sont, ils ont pourtant permis de dégager un certain nombre de données significatives mais qui gagneraient à être précisées par la suite d'une manière plus systématique.

Tous les résultats déjà publiés et ceux encore inédits sont repris au tableau 2 dans lequel une distinction est faite entre les résultats relatifs aux roches et minéraux situés dans la zone d'extension actuelle du complexe métasédimentaire même et ceux témoignant de manifestations luiziennes dans les formations qui encadrent le complexe et qui, pour une part, en ont constitué le soubassement.

Ces différents résultats ne peuvent être interprétés globalement mais bien par groupes établis en fonction non seulement de leur localisation mais aussi de différences lithologiques et minéralogiques entre les échantillons datés.

(\*) Tous les âges Rb/Sr figurant dans cette note ont été calculés avec  $\lambda_{Rb_{87}} = 1,47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ .

TABLEAU 2 (1)

*Résultats analytiques*

N° R.G.	Type de roche	Échantillon analysé	Rb ppm	Sr ppm	Sr <sub>87</sub> /Sr <sub>86</sub>	Rb <sub>87</sub> /Sr <sub>86</sub>
72.634	Gneiss	Roche totale	263	111	0,9614	7,08
72.655	Gneiss	Roche totale	220	68	1,0473	9,61
72.643	Gneiss	Roche totale	237	59	1,141	12,2 (c)
39.631	Gneiss	Roche totale	116	281	0,7546	1,21 (c)
39.644 <sup>(2)</sup>	Pegmatite	Microcline	263	198	0,8768	4,49 (c)
39.469	Gneiss	Roche totale	44	487	0,7100	0,263
39.638	Quartzite	Muscovite	339	106	1,011	9,52 (c)
52.952	Quartzite	Muscovite	225	51	1,107	12,7 (d)
55.574	Conglomérat	Muscovite	230	64	1,049	10,7 (a)
39.179	Muscovito- schiste	Muscovite	230	45	1,196	15,5 (a)
51.003	Gneiss	Roche totale	78	119	0,7656	1,90 (d)
51.003	Gneiss	Microcline	156	220	0,7711	2,05 (d)
51.003	Gneiss	Muscovite	331	36	1,511	26,7 (d)
72.597	Pegmatite	Microcline	214	83	0,927	7,64 (c)
72.655	Gneiss	Biotite	116	4,1	3,1664	102

b) Dans le socle environnant.

72.970	Gneiss	Microcline	191	127	0,858	4,46 (c)
72.976	Roche pegma- toïde	Microcline	263	318	0,776	2,42 (c)
39.450	Gneiss	Roche totale	324	114	0,9792	8,46
39.450	Gneiss	Microcline	431	148	0,9954	8,64
39.616	Gneiss	Microcline	468	870	0,754	1,56 (c)
73.350	Pegmatite	Muscovite	487	6,4	19,56	628 (c)
12.236	Granite	Roche totale	234	206	0,807	3,31 (b)
53.254	Gneiss	Biotite	278	58	1,1033	13,8 (d)
54.319	Gneiss	Biotite	532	40	1,7945	38,1 (d)
63.832	Gneiss	Biotite	548	25	2,850	64,5 (d)

(1) Les mesures ont été effectuées au laboratoire du Centre belge de Géochronologie en utilisant les méthodes décrites dans S. Deutsch, D. Ledent et P. Pasteels (1965).

Toutes les données relatives aux résultats déjà publiés, y compris ceux rassemblés dans Cahen et Snelling (1966), ont été reprises dans les documents de travail originaux.

(a) D. Ledent, C. Lay et J. Delhal (1962)

(b) J. Delhal et D. Ledent (1964)

(c) J. Delhal et D. Ledent (1965)

(d) H. Ladmirant et D. Ledent (1969)

(2) Repris par erreur sous le n° 39.664 dans Cahen et Snelling (1966).

On distingue, en effet, plusieurs groupes que nous désignons dans l'ordre où ils seront discutés dans le texte.

- 1) Les gneiss
- 2) les muscovites des roches métasédimentaires : quartzites, micaschistes et conglomérats métamorphiques
- 3) les microclines et les muscovites des pegmatites posttectoniques
- 4) les biotites.

1) *Les gneiss.*

— a) Dans la zone d'extension actuelle du complexe métasédimentaire.

Trois gneiss (R.G. 72.634, 72.643 et 72.655) provenant de la partie orientale du degré carré de Luiza, où ils sont intimement associés aux métasédiments, ont été analysés en roche totale. Les points représentatifs de ces 3 roches déterminent une isochrone de  $2324 \pm 94$  m.a. ( $2\sigma$ ) ayant un rapport à l'origine de  $0,7150 \pm 0,0060$  ( $2\sigma$ ).

Si l'on ajoute à ces trois points celui d'un gneiss pétrographiquement comparable de l'extrémité occidentale du complexe (R.G. 39.631, degré carré de Musodi), ainsi que celui du microcline d'une pegmatite gneissique (R.G. 39.644) associée à ce type de gneiss, l'âge calculé est de  $2340 \pm 65$  m.a. avec un rapport initial de  $0,7140 \pm 0,0029$  (fig. 2).

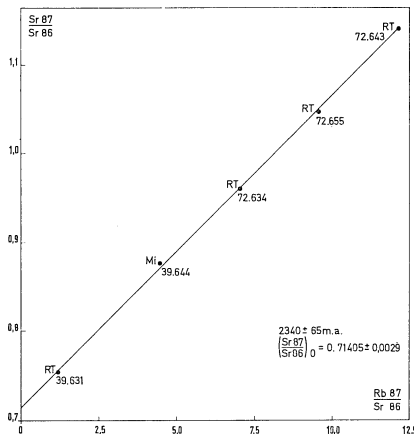


Fig. 2. — Isochrone obtenue sur des gneiss affleurant dans la zone d'extension des métasédiments luiziens.

Un échantillon de gneiss (R.G. 39.469), qui appartient à cette dernière région et qui a le rapport Rb87/Sr86 le plus faible (0,26) de toutes les roches analysées, est le seul dont le point ne se place pas sur l'isochrone précédente mais en dessous.

Ces différents gneiss sont en réalité des roches granitiques à granodioritiques cataclasées et partiellement recristallisées lors d'un événement tectogénique important. D'autre part, le rapport Sr87/Sr86 initial de 0,714 est fort élevé pour des roches mises en place, il y a 2340 m.a. Il est dès lors raisonnable de considérer cet âge comme étant celui d'une réhomogénéisation du Sr liée à la gneissification observée.

L'étude géologique et pétrographique ayant montré que cette gneissification des granites devait être contemporaine du métamorphisme des sédiments, on peut admettre que l'âge de 2340 m.a. est celui d'une phase principale de l'orogénèse luizienne et que la mise en place des granites est donc antérieure à 2340 m.a. On peut en outre admettre que leur rapport Sr87/Sr86 initial était normalement faible, de l'ordre de 0,700 à 0,705 pour fixer les idées. Dès lors, les résultats obtenus autorisent à penser que la mise en place de l'ensemble des granites pourrait être contemporaine de celle des granites du complexe granitique et migmatitique de Dibaya.

Toutefois, si on voulait considérer les gneiss occidentaux et orientaux comme des venues distinctes, ce sont ces derniers qui seraient les plus jeunes et on ne pourrait exclure, en ce qui les concerne, qu'ils soient des granites précoces du cycle luizien.

— b) En dehors de la zone d'extension actuelle du complexe métasédimentaire.

Quelques mesures ont été effectuées sur les microclines de gneiss et de roches pegmatoïdes provenant de régions situées en dehors du complexe métasédimentaire telles la « zone amphibologneissique » (R.G. 72.970 et 72.976) ou le « couloir Nord-Sud » (R.G. 39.450 et 39.616). Comme il s'agit de mesures isolées et peu nombreuses, les résultats ne sont pas directement interprétables. Toutefois, les âges apparents compris entre  $2370 \pm 160$  m.a. et  $2100 \pm 265$  m.a., que l'on obtient en utilisant un rapport initial minimum (0,700), traduisent l'influence de l'orogénèse luizienne dans certaines parties du socle. Cette influence est d'ailleurs matérialisée en plusieurs endroits par la présence de pegmatites luiziennes (voir plus loin).

## 2) *Les métasédiments*

Les âges des muscovites des roches métasédimentaires, parmi lesquelles on distingue deux quartzites (R.G. 39.638 et 52.952), un conglomérat (R.G. 55.574) et un micaschiste (R.G. 39.179), ont des valeurs qui dépendent assez peu du rapport Sr87/Sr86 initial puisque, dans l'ensemble, elles restent comprises entre 2150 et 2080 m.a. lorsque ce rapport varie de 0,705 à 0,712. La valeur la plus concordante pour les quatre roches est de 2100 m.a. ( $R_i = 0,712$ ).

Parmi les roches métasédimentaires, on peut ranger également un gneiss très micacé (R.G. 51.003) dont, non seulement la roche totale, mais aussi le microcline et la muscovite ont fait l'objet de mesures. La meilleure droite reliant les points représentatifs de la roche et de ses minéraux conduit à un âge, plus faible, de 2015 m.a. avec un  $R_i$  de 0,709.

A l'exception donc de cet échantillon susceptible d'avoir perdu du Sr et d'avoir été ainsi rajeuni, un âge d'environ 2100 m.a. a été déterminé pour la muscovite des différents types de roches sédimentaires que nous avons datées et qui proviennent pourtant de régions éloignées l'une de l'autre. On peut par conséquent accepter l'idée que cet âge est celui d'un phénomène d'extension régionale correspondant soit à une phase tectonique tardive (mineure toutefois puisqu'elle ne se traduit pas dans l'âge des roches totales), soit au moment de la fermeture de la muscovite pour le strontium lors de la remontée consécutive à la phase orogénique de 2340 m.a.

## 3. *Les pegmatites posttectoniques*

Deux échantillons de pegmatites luiziennes ont fait l'objet de mesures (J. Delhal et D. Ledent, 1965). L'une d'elles provient de la zone amphibologneissique qui, comme il a été dit plus haut, est un socle par rapport au complexe métasédimentaire.



C'est une pegmatite non déformée, graphique, à microcline et muscovite (R.G. 73.350), dont la *muscovite*, de rapport Rb/Sr très élevé, fournit un âge précis de  $2010 \pm 60$  m.a. pratiquement indépendant du Ri adopté.

L'autre pegmatite (R.G. 72.597) affleure au sein des métasédiments. Son microcline possède un âge compatible avec le précédent dans les limites des erreurs expérimentales, à savoir  $1965 \pm 100$  m.a., si on choisit aussi  $Ri = 0,703$ .

Sans doute peut-on rattacher à ces valeurs un résultat déjà publié (J. Delhal et D. Ledent, 1964) relatif à un granite de caractère atectonique ou posttectonique provenant du Nord du degré carré de Kapanga (R.G. 12.236). L'âge, mesuré en roche totale, de ce granite à faible rapport Rb/Sr doit être affecté d'une grande marge d'incertitude dans les limites de laquelle on peut attribuer un âge compatible avec les précédents, soit  $2062 \pm 200$  m.a., si on admet un Ri de 0,705. Un tel âge, s'il était confirmé, situerait la mise en place de cette roche entre la remontée posttectonique (2100 m.a. sur muscovites des métasédiments) et les venues pegmatitiques qui débutent vers 2000 m.a.

#### 4. Les biotites

La biotite d'un gneiss (R.G. 72.655) daté par ailleurs en roche totale (voir 1) et qui provient de la zone où affleurent les métasédiments luiziens, donne un âge de  $1605 \pm 35$  m.a. Cet âge apparent est très faible par rapport aux âges cités plus haut des roches pegmatitiques posttectoniques. Il est vrai que, par son emplacement, cette biotite ne se trouve qu'à une vingtaine de km au Sud du Complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua, dont l'âge n'est pas encore précisé mais dans lequel il est noté des rajeunissements jusqu'à moins de 900 m.a. (J. Delhal, D. Ledent et N. J. Snelling, résultats inédits).

Dans le Sud du degré carré de Bakwanga, on a daté trois biotites extraites de gneiss migmatitiques situés dans le prolongement oriental du Complexe granitique de Dibaya. Un âge de 1915 m.a. a été obtenu pour les échantillons (R.G. 53.254 et 54.319) les plus proches de la région où affleurent encore des lambeaux de conglomérat et de quartzite du Complexe de Luiza. Par contre un âge de 2220 m.a. a été obtenu pour l'échantillon (R.G. 63.832) le plus éloigné vers le Nord et dont l'âge exact établi par U/Pb sur zircon est de 2720 m.a. (J. Delhal, D. Ledent et P. Pasteels, 1973). Des travaux antérieurs ont montré qu'au Nord de la faille de la Malafudi dans le degré carré de Dibaya, l'âge fourni par les biotites des granites et des migmatites est de l'ordre de 2500 m.a., démontrant ainsi l'absence de rajeunissement luizien dans cette partie du complexe de Dibaya.

#### CONCLUSIONS

Le Complexe métasédimentaire de Luiza est une formation dont il ne subsiste que peu de sédiments dans une région limitée du Kasai méridional.

Le métamorphisme mésozonal supérieur qui a affecté ces sédiments n'est pas accompagné de phénomènes visibles de granitisation ou de migmatitisation dans la zone où ils affleurent actuellement. Il a cependant été suffisamment intense pour produire une réhomogénéisation du strontium dans les gneiss granitiques qui constituent le soubassement immédiat des sédiments dans la région en question. L'âge de la phase métamorphique principale de l'orogénèse est dès lors établi par l'isochrone des gneiss à  $2340 \pm 65$  m.a. La fin de la période de métamorphisme est mise en

évidence par la fermeture du système Rb/Sr des muscovites qui, dans les sédiments, se situe vers 2100 m.a. En l'absence de phénomène thermique connu, cette valeur correspondrait à un changement bathymétrique lors de mouvements postérieurs à l'orogénèse proprement dite. L'âge des pegmatites est voisin de 2000 m.a.; celui de la fin de la remontée posttectonique, déterminé sur biotites, est d'environ 1900 m.a.

La marque du cycle luizien dans les roches du socle qui encadrent la zone actuelle des sédiments se traduit dans les âges obtenus sur les minéraux des gneiss qui forment ce socle; des pegmatites luiziennes ont, par places, fait intrusion dans ce socle. Un granite qui pourrait être posttectonique affleure dans le Nord du degré carré de Kapanga.

L'ensemble des résultats obtenus jusqu'ici sur les biotites du socle du Kasai nous montre que certaines parties de celui-ci n'ont été enfouies à des niveaux qui entraîneraient leur rajeunissement, ni sous le poids des sédiments, ni par le fait du plissement luizien. Il s'agit du Complexe gabbro-noritique et charnockitique dans son extension actuelle non rétro-morphosée et du Complexe granitique et migmatitique de Dibaya au Nord de la grande faille radiale de la Malafudi dans le degré carré de Dibaya. Dans ces deux régions, les âges apparents des biotites sont respectivement égaux (2350 m.a.) ou sensiblement plus élevés (2500 m.a.) que celui de l'orogénèse luizienne. Nous savons que, par contre, dans le Sud du degré carré de Bakwanga, le Complexe granitique et migmatitique de Dibaya a été impliqué dans la zone de subsidence luizienne.

Seul un très grand nombre de mesures sur biotites serait susceptible de nous fournir une cartographie de la zone d'extension originelle du bassin luizien. Mais il nous est déjà permis avec les résultats dont nous disposons de mettre en évidence l'existence de grandes failles, telle que la faille de la Malafudi, avant le début du cycle luizien. Enfin, si l'on note que plus de 150 m.a. séparent l'orogénèse luizienne (2340 m.a.) de la fin de la remontée du complexe granitique et migmatitique de Dibaya (2500 m.a.) dans le degré carré de Dibaya au Nord de la faille de la Malafudi, on conçoit que l'érosion de ce complexe est, du moins en partie, la source des sédiments luiziens.

Une note en préparation (J. Delhal, D. Ledent et P. Pasteels, 1973) traite de l'âge du Complexe granitique et migmatitique de Dibaya à partir de résultats obtenus par la méthode U/Pb, appliquée notamment à des zircons et à des sphènes, et par la méthode Rb/Sr sur roches totales et sur minéraux. Cette note soulève le problème de la valeur de la constante  $\lambda_{Rb87}$ ,  $1.47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$  ou  $1.39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ , à adopter. Bien que, dans la présente note sur l'âge du Complexe métasédimentaire de Luiza, les âges aient été tous calculés, ainsi qu'il a été fait jusqu'ici, en prenant comme valeur  $1.47 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ , il nous paraît utile de fournir ci-dessous, en regard les unes des autres, les principales étapes du cycle luizien calculées avec les deux constantes.

Événements	Rb/Sr		U/Pb
	$\lambda \text{ Rb}_{87} = 1,47.10^{-11}.a^{-1}$	$\lambda \text{ Rb}_{87} = 1,39.10^{-11}.a^{-1}$	
Sédimentation, après la migmatitisation dibayenne	après 2540 m.a.	après 2690 m.a.	après 2720 m.a.
Orogenèse, phase principale	2340 m.a.	2475 m.a.	
Fermeture du système Rb/Sr des muscovites	2100 m.a.	2220 m.a.	
Pegmatites	2010-1900 m.a.	2115-2010 m.a.	
Fermeture du système Rb/Sr des biotites	1900 m.a.	2010 m.a.	

## SITUATION DES ÉCHANTILLONS DATÉS

Les n<sup>os</sup> de 1 à 21 permettent de localiser le point d'affleurement sur la carte annexée.

Les n<sup>os</sup> R.G. sont ceux que portent les échantillons dans la collection du Musée Royal de l'Afrique Centrale, où ils sont conservés.

1. 12.236. — Granite. Route Kapanga-Sandoa, 13 km au Sud de Kapanga (S9/E22, NE).
2. 39.179. — (ex 8816). Muscovitoschiste. Rivière Ngweji, sous-affluent droit de la Lueta (22°25'-7°19').
3. 39.450. — Gneiss. — Rivière Mukinshi, affluent de la Luanyi (22°12'-7°46').
4. 39.469. — Gneiss. Rivière Kamweja, affluent de la Kapalekese (22°03'-7°30').
5. 39.616. — Gneiss. Rivière Ikiji, sous-affluent de la Lueta (22°16'-7°53').
6. 39.631. — Gneiss. Rivière Kaye, affluent du Kasai (21°58'-7°33').
7. 39.638. — Quartzite. Rivière Kambau, sous-affluent de la Kapalekese (21°59'-7°34').
8. 39.644. — Pegmatite gneissique. Rivière Ilunda, affluent de la Kapalekese (21°59'-7°31').
9. 51.003. — Gneiss. Rivière Mulanji, affluent Wibiaye-Luilu (S8/E23, NW).
10. 52.952. — Quartzite. Rivière Nkala, affluent Mwale-Luilu (S7/E23, SE).
11. 53.254. — Gneiss. Rivière Katwishi affluent Mwabi-Luilu (S7/E23, SE).
12. 54.319. — Gneiss. Rivière Kaloba, affluent Loatshi-Luilu (S7/E23, SE).
13. 55.574. — (ex 8815). Micaschiste conglomératique, mont Mwatshimwa, rive droite Luilu (S8/E23, NE).
14. 63.832. — Gneiss. Route Bakwanga-Tshilenge-Mwene Ditu; 25 km au Nord de Mwene Ditu (S7/E23, SE).
15. 72.597. — Pegmatite. Rivière Mwananga. Sous-affluent de la Lulua (22°37'-7°01').

16. 72.634. — Gneiss. Rivière Kapapfu, affluent de la Lulua (22°39'-7°09').
17. 72.643. — Gneiss. Rive gauche de la rivière Lulua (22°36'-7°09').
18. 72.655. — Gneiss. Rivière Lubunga, sous-affluent de la Lulua (22°37'-7°09').
19. 72.970. — Gneiss. Sous-affluent droit de la Wisele (22°57'-7°32').
20. 72.976. — Roche pegmatoïde. Sous-affluent droit de la Wisele (22°56'-7°32').
21. 73.350. — Pegmatite. Rivière Lwedila, affluent de la Wisele (22°51'-7°33').

## BIBLIOGRAPHIE

- CAHEN, L. et SNELLING, N. J., 1966. — The geochronology of Equatorial Africa, North Holland Publ. Co, Amsterdam, 196 p.
- DELHAL, J., 1963. — Le socle de la région de Luiza (Kasai). *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, in-8°, **45**, 82 p.
- DELHAL, J. et FIEREMANS, C., 1966. — Notes pétrographiques sur des échantillons d'Angola. — Inédit.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1964. — Nouveaux résultats sur des roches du socle du Kasai. *Mus. roy. Afr. centr., Rapp. ann. 1963, Sect. Géol., Min., Pal.*, 91/93.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1965. — Quelques résultats géochronologiques relatifs aux formations du socle de la région de Luiza (Kasai). *Bull. Soc. belge Géol.*, **74**, 2-3, 102/113.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1971. — Ages U/Pb et Rb/Sr et rapports initiaux du strontium du Complexe gabbro-noritique et charnockitique du bouclier du Kasai (Rép. dém. du Congo et Angola). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **94**, 211/221.
- DELHAL, J. et LEDENT, D., 1973. — Résultats de quelques mesures d'âges radiométriques par la méthode Rb/Sr dans les pegmatites et les gneiss de la Haute-Luanyi; Région du Kasai (Zaire). *Mus. roy. Afr. centr., Rapp. ann. 1972, Dpt. Géol. et Min.*
- DELHAL, J., LEDENT, D. et PASTEELS, P., en préparation. — Age and Origin of Ancient Precambrian Crystalline Rocks near Dibaya (Western Kasai Region, Zaire).
- DELHAL, J., LEGRAND, R. et LEPERSONNE, J., 1964. — Carte géologique du Congo à l'échelle de 1/200.000. Feuille Luiza et Musodi (S8/22-S8/21) et notice explicative. *Serv. géol. Rép. dém. Congo*.
- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. et RAUCQ, P., 1966a. — Le complexe sédimentaire et volcanique de la Lulua. *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, in-8°, **51**, 106 p.
- DELHAL, J., LEPERSONNE, J. et RAUCQ, P., 1966b. — Carte géologique du Congo à l'échelle de 1/200.000. Feuille Dibaya (S7/22) et notice explicative. *Serv. géol. Rép. dém. Congo*.
- DELHAL, J., RAUCQ, P. et THOREAU, J., 1967. — Le complexe granitique et migmatitique de Dibaya. *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Sc. géol.*, in-8°, **55**, 47 p.
- DEUTSCH, S., LEDENT, D. et PASTEELS, P., 1965. — Datation par les méthodes Rb/Sr et Pb/U au Laboratoire de Géochronologie du Service de Géologie et de Géochimie nucléaire. Université Libre de Bruxelles, 168 p.
- LADMIRANT, H. et LEDENT, D., 1969. — Travaux inédits sur la géologie et la géochronologie des degrés carrés de Bakwanga (S7/E23) et de Mwene Ditu (S8/E23).
- LEDENT, D., LAY, C. et DELHAL, J., 1962. — Premières données sur l'âge absolu des formations anciennes du « socle » du Kasai (Congo méridional). *Bull. Soc. belge Géol.*, **71**, 223/237.
- LEGRAND, R., 1955. — Premiers résultats du levé de la feuille de Luiza (Congo belge). *Bull. Soc. belge Géol.*, **64**, 387/398.
- MORELLI, B. et RAUCQ, P., 1962. — Lambeaux d'une série métamorphique manganésifère entre Mwene-Ditu et Luputa (Kasai). *Bull. Acad. roy. Sc. Outre-Mer*, **7**, 908/923.