

AGE ET ÉVOLUTION COMPARÉE
DES GNEISS MIGMATITIQUES PRÉ-ZADINIENS
DES RÉGIONS DE BOMA ET DE MPOZO-TOMBAGADIO
(BAS-ZAIRE) (*)

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

(5 figures dans le texte)

RÉSUMÉ

Les méthodes Rb-Sr (isochrones de roches totales) et U-Pb (sur zircons et sphènes), appliquées aux « gneiss de Mpozo-Tombagadio » et aux « migmatites de Boma » définissent un âge de 2125-2150 m.a. qui est celui de la migmatitisation de ces roches antérieures au Zadinien.

Nous proposons d'appeler « Kimézien » l'ensemble de ces terrains pré-zadiniens, et « tadilienne » l'orogénèse au cours de laquelle ils ont été migmatitisés à 2150 m.a.

Pendant l'orogénèse ouest-congolienne, (dont la phase principale est datée vers 750 m.a. (Cahen, Delhal, Ledent, 1976), les gneiss de Mpozo-Tombagadio ont été cataclasés en épizone, tandis que les migmatites de Boma ont recristallisé en mésozone.

Cette différence bathymétrique entre les deux régions s'exprime clairement dans les résultats obtenus sur les minéraux de ces roches par plusieurs méthodes (feldspaths en Rb-Sr, zircon et sphène en U-Pb, et zircon en spectrométrie infrarouge). Les sphènes et les zircons ont recristallisé et subi une perte épisodique de plomb, dans la région de Boma seulement, tandis que les feldspaths et les micas ont été, dans les deux régions, affectés par des redistributions de strontium radiogénique.

ABSTRACT

Rb-Sr isochrons of whole rocks and U-Pb Concordia graphs of zircons and sphenes define for gneisses outcropping between Mpozo and Tombagadio (5°50'S-13°37'E) and migmatites around Boma (5°51'S-13°04'E) in Lower Zaire a well established age of 2125-2150 m.y. corresponding to the migmatitisation, during the « Tadilian orogeny », of these pre-Zadinian rocks, which we propose to name « Kimezian ».

During the West-Congolian orogeny (the main phase of which is dated at just before 750 m.y., (Cahen, Delhal, Ledent, 1976), the Mpozo-Tombagadio gneisses suffered cataclasis in greenschist facies conditions, whereas the Boma migmatites recrystallised in amphibolite facies conditions.

The difference in bathymetry between the two areas is clearly expressed in the results obtained on minerals using several methods (Rb-Sr on feldspars, U-Pb on zircon and sphene, and infrared spectrometry on zircons). Sphenes and zircons were subject to recrystallisation and to episodic loss of lead in the region of Boma only, whereas feldspars and micas were in both areas affected by redistributions of radiogenic strontium.

(*) Communication présentée et manuscrit déposé le 3 février 1976.

(**) Département de Géologie et Minéralogie, Musée royal de l'Afrique centrale, B-1980, Tervuren, Belgique.

(***) Laboratoire de Minéralogie et Pétrographie, Université libre de Bruxelles, Avenue Franklin Roosevelt, 50, 1050-Bruxelles.

(**) et (***) Centre belge de Géochronologie.

1. INTRODUCTION

Dans une publication (Cahen *et al.*, 1963) ayant pour principal objectif de montrer l'action de l'orogénèse ouest-congolienne sur des terrains déjà impliqués dans des orogénèses plus anciennes, les auteurs avaient présenté un ensemble de données pétrologiques et géochronologiques relatives aux roches granitiques, en grande partie migmatitiques, de la région de Boma.

A cette époque, les examens pétrographiques avaient permis de définir la suite des événements qui avaient donné lieu à la formation et à l'évolution des migmatites et des granites de cette région. Mais, par ailleurs, les méthodes géochronologiques utilisées alors (Rb-Sr et K-Ar sur minéraux) n'avaient pu fournir que des âges apparents liés au plus tardif de ces événements, l'orogénèse ouest-congolienne. Quelques résultats apportaient néanmoins des indications d'âges nettement plus élevés dans les migmatites ainsi que dans diverses formations granito-gneissiques du Bas-Zaïre.

Les travaux géochronologiques réalisés ces dernières années ont utilisé des méthodes différentes (isochrone Rb-Sr appliquée aux roches totales et méthode U-Pb appliquée au zircon et au sphène) et ont permis de fixer l'âge de la formation des roches de composition granitique (migmatites, gneiss, granites) non seulement dans la région de Boma, mais aussi, notamment, dans la région de Mpozo-Tombagadio à l'Est de Matadi.

Il s'imposait de réunir dans un même exposé les roches granito-gneissiques de ces deux régions, dénommées provisoirement, d'une part, « migmatites de Boma », et d'autre part, « gneiss de Mpozo-Tombagadio », puisque l'étude a démontré qu'elles avaient une origine commune et une évolution parallèle. A noter que déjà Cornet (1899) les avait groupées dans les « gneiss primitifs » de la base de l'« Archéen » et que les autres géologues ont, en général, admis leur équivalence.

2. LES MIGMATITES DE LA RÉGION DE BOMA

2.1. *Situation générale*

Les migmatites affleurent dans une région relativement étendue autour de la ville de Boma (5° 51' S — 13° 04' E). Leur extension fait actuellement l'objet de travaux de cartographie au Musée royal de l'Afrique centrale et au Zaïre (Kalala-Ntumba, Keesmann et Grzybowski, 1974). Nous dirons seulement ici que les migmatites sont limitées vers l'Ouest par un important recouvrement du Mésozoïque côtier, et que leurs relations avec certains gneiss situés sensiblement au Nord et à l'Est de Boma ne sont pas encore parfaitement établies.

On notera plus spécialement qu'un peu à l'Est et au Nord-Est de Boma, on peut observer le contact entre les migmatites et leur substrat métasédimentaire qui est, à cet endroit, formé de quartzites micacés et de micaschistes (grenatifères) et qui comprend des intercalations de metabasites (amphibolites épidotifères).

Le contact, qui délimite l'extension de la granitisation ayant engendré les migmatites, présente deux caractéristiques : il est franc, — c.à.d. non transitionnel hormis la présence de quelques gros filons de quartz micacé dans la zone de contact — et il recoupe la stratification des métasédiments.

Les levés de terrain et les études photogéologiques ont en outre montré que l'hétérogénéité et les allures structurales des migmatites correspondent en partie

à celles des métasédiments avant leur migmatitisation (Lepersonne et Steenstra, travaux inédits).

2.2. Composition minéralogique et chimique

Les migmatites sont habituellement zonaires par l'alternance de bandes roses, rarement blanches, essentiellement quartzo-feldspathiques, et de bandes gris sombre ou noires, biotitiques et souvent hornblendifères.

A côté des faciès régulièrement zonaires qui, nous l'avons dit, sont pour une part du moins l'image du substrat métasédimentaire, il existe tous les faciès classiques de migmatites : nébulites, agmatites, types porphyroïdiques à phénoblastes de microcline, ainsi que des passées d'aspects aplitique concordantes et discordantes.

Les migmatites sont composées des minéraux suivants dans l'ordre d'abondance, dans les types les plus contrastés :

- parties claires (roses) : microcline, quartz, oligoclase, (mica blanc) et, éventuellement, en faible quantité, les minéraux des parties sombres.
- parties sombres (grises) : biotite vert-brunâtre, oligoclase, quartz, hornblende, microcline, sphène, calcite, apatite.

On note encore la présence accessoire ou occasionnelle d'épidote, de chlorite, de sulfures (pyrite et pyrrhotite) et de magnétite. Toutes les compositions intermédiaires existent entre celles des deux types ci-dessus. On trouve en outre, par endroits, des zones à forte concentration de hornblende (amphibolites et metabasites) affectées par la migmatitisation.

La teneur en anorthite de l'oligoclase, proche de An 20, varie quelque peu d'un échantillon à l'autre. Un fin liseré réactionnel plus albitique frange systématiquement l'oligoclase au contact du microcline. Ce dernier n'est apparemment pas ou n'est que très discrètement perthitique. De plus, le quadrillage des macles paraît toujours flou quelle que soit l'orientation de la coupe.

La texture habituelle des migmatites est subéquigranulaire granoblastique, et orientée. Elle est constituée par une mosaïque de grains ayant 0,5 à 1 mm en moyenne. Cette mosaïque se caractérise par des groupements de grains de même nature. Nous verrons plus loin qu'elle résulte du morcellement par recristallisation de roches plus grossières dans lesquelles les phénocristaux de feldspath éventuels (faciès porphyroïdes) sont des relicts. Ces phénocristaux diffèrent d'ailleurs quelque peu des feldspaths de la mosaïque. Le microcline en est, en effet, finement maclé et comprend du plagioclase sous forme de larges plages perthitiques et d'inclusions; les gros grains de plagioclase, quant à eux, sont saussuritisés.

Les paillettes de biotites sont disposées parallèlement au zonage de la roche. Il en est de même du quartz dont les grains sont souvent aplatis et parfois lamellaires. Les groupes de grains de microcline montrent également une disposition allongée. On note, par place, des concentrations de quartz en gouttelettes. La muscovite, toujours subordonnée, a des contours très découpés imbriqués dans la mosaïque quartzo-feldspathique.

Un échantillonnage de la composition chimique des migmatites est donné par cinq analyses figurant au tableau I. Trois de ces analyses ont été faites sur des échantillons (RG. 117.594, 117.855 et 117.856) hétérogènes mais volumineux (entre 50 et 100 kg). On peut considérer que ces trois analyses reflètent bien la composition moyenne de l'ensemble des migmatites. Les deux autres analyses concernent deux

échantillons à main relativement homogènes. L'un (RG. 4353) appartient au faciès porphyroïde; il s'agit d'une roche sombre relativement riche en biotite mouchetée de gros microclines roses. L'autre (RG. 11.018) est, au contraire, une partie d'une zone très leucocrate de couleur rose.

TABLEAU I

Composition chimique (en poids %) de roches pré-zadiniennes ()*

	Migmatites de Boma					Gneiss de Mpozo-Tombagadio			
	4.353	117.594	117.856	117.855	11.018	1.351	90.139	89.889	90.143
SiO ₂	63,71	69,14	70,88	76,15	74,60	64,60	70,07	74,85	75,89
Al ₂ O ₃	14,65	13,40	14,22	11,49	12,95	16,19	14,97	12,86	12,99
Fe ₂ O ₃	2,34	1,92	0,66	0,71	0,22	0,98	0,57	0,01	0,00
FeO	3,84	2,62	2,98	1,39	2,66	4,36	2,25	1,51	1,49
MnO	0,16	0,07	0,05	0,04	0,02	0,09	0,05	0,02	0,03
MgO	1,81	1,24	1,00	0,32	0,27	1,58	0,79	0,22	0,26
CaO	3,15	3,06	2,34	0,64	0,57	4,16	2,35	0,46	0,78
Na ₂ O	3,54	4,03	3,74	3,20	2,98	4,65	4,44	4,69	3,47
K ₂ O	4,30	3,49	3,09	5,17	5,98	1,48	3,16	3,50	5,43
TiO ₂	0,94	0,65	0,34	0,28	0,09	0,74	0,29	0,06	0,08
P ₂ O ₅	0,30	0,17	0,11	0,02	0,005	0,26	0,07	0,01	0,006
Perte au feu	1,05	0,37	0,55	0,08	0,02	1,18	0,87	0,26	0,25
Total	99,79	100,16	99,96	99,49	100,37	100,27	99,88	98,45	100,68

(*) Analyses effectuées par M. Delvigne et F. Durez (Musée royal de l'Afrique Centrale).

2.3. Données pétrologiques

Les migmatites de Boma traduisent deux événements majeurs que nous avons déjà distingués dans Cahen *et al.* (1963).

Le *premier événement* est un phénomène de granitisation d'une vaste région en partie au moins sédimentaire. Cette granitisation a engendré des migmatites aux caractères très classiques dans lesquelles les structures (en grand) relèvent à la fois des formations transformées (dont les structures et l'hétérogénéité de composition ont été en partie conservées) et des mobilisations propres à la migmatitisation. Ces mobilisations sont représentées par des venues granitiques, pegmatitiques et apliques, concordantes et discordantes, ainsi que par le développement de phénoblastes de microcline.

Nous avons admis que la granitisation résultait d'un apport. Rien ne s'oppose cependant à considérer une partie des « venues » granitiques comme un mobilisat résultant de la fusion partielle des sédiments. Il est par ailleurs impossible de dire si le métamorphisme des métasédiments non granitisés à la périphérie des migmatites

résulte en tout ou en partie des conditions thermiques liées à la granitisation; il est vraisemblable qu'à ce moment les terrains du Bas-Zaïre avaient déjà une histoire complexe.

C'est à la fin de la granitisation, ou entre celle-ci et le second événement que s'est produite la saussuritisation encore observable dans les grands cristaux de plagioclase, ainsi qu'un certain développement d'épidote.

Le *second événement* est un phénomène de recristallisation affectant entièrement la majeure partie des migmatites. Il a eu pour effet de transformer les diverses textures primaires qui étaient hétérogranulaires et, dans l'ensemble, relativement grossières, en une texture commune pour l'ensemble des migmatites, qui est grano-blastique, subéquigranulaire et, en moyenne, plus fine.

Cette transformation texturale s'observe le mieux dans les roches imparfaitement recristallisées où on peut suivre les différents stades d'un morcellement des gros grains originels de feldspath en une mosaïque équigranulaire de petits (0,5 à 1 mm) grains acquérant chacun une orientation cristallographique propre. Dans les roches entièrement recristallisées, les grains de feldspath apparaissent souvent groupés jointivement en plages monominérales dont la distribution et les dimensions coïncident avec celles de monocristaux d'un stade primaire plus largement grenu. A la différence des feldspaths, le quartz a entièrement recristallisé et il n'est donc plus possible de suivre les étapes de sa recristallisation.

Nous avons qualifié (Cahen *et al.*, 1963) cette transformation texturale de « recristallisation sur place » pour signifier qu'il s'agit d'un processus de division en grains égaux respectant en grande partie la distribution et la nature des minéraux primitifs, plutôt que d'une granulation cataclastique suggérant des déplacements relatifs des produits d'écrasements souvent inégaux ainsi que des remobilisations parfois importantes. Bien que textuellement, les roches puissent, en fin de compte, être comparées à ce qu'on a appelé des blastomylonites de mésozone profonde, le terme serait improprement utilisé du point de vue génétique puisqu'il n'y a pas eu, du moins pour les feldspaths qui constituent une part importante de la roche, ni de mylonitisation, ni de blastèse, mais bien un simple morcellement sur place et une réorganisation cristallographique des grains issus du morcellement.

On note aussi une tendance générale à l'aplatissement des grains montrant que la recristallisation s'est produite sous une pression uniformément répartie. On remarque en outre que la recristallisation a fait disparaître la saussurite des plagioclases primaires ainsi que les perthites bien développées et les inclusions de plagioclase des microclines primitifs. Il y a donc eu un certain réajustement de la composition des feldspaths aux nouvelles conditions de milieu.

Il n'y a pas de mobilisation granitique qui puisse être directement reliée au phénomène de recristallisation. Il y a néanmoins dans la région des intrusions granitiques pegmatoïdes ainsi que des venues pegmatitiques et hydrothermales non affectées par la recristallisation qui a marqué les migmatites, et que nous avons considérées (Cahen *et al.*, 1963) les unes comme à peu près contemporaines de la recristallisation, les autres comme postérieures à celle-ci.

Il existe certainement des différences entre les conditions de milieu qui, lors du premier événement, ont engendré les migmatites par granitisation de sédiments et celles qui, lors du second événement, ont modifié par recristallisation la texture de ces mêmes migmatites. Il est en effet vraisemblable que la teneur en eau était sensiblement plus élevée dans le premier milieu, y favorisant la fusion granitique.

La saussuritisation des feldspaths et le développement d'épidote antérieurs à la recristallisation, qu'il s'agisse de phénomènes deutéritiques ou d'altération respectivement pénécotemporains ou postérieurs à la granitisation, indiquent que les migma-

tites se sont trouvées, à la fin ou après leur formation par granitisation, à un niveau bathymétrique relativement élevé, plus élevé que celui auquel s'est faite ensuite la recristallisation.

Ainsi que nous l'écrivions en 1963 : « Le caractère mésozonal des produits de la recristallisation traduit une intensification du degré de métamorphisme par rapport aux conditions régionales qui paraissent avoir existé au moment des venues granitiques et pegmatitiques ou postérieurement à celles-ci et qui ont notamment donné lieu à l'altération (saussuritisation) des plagioclases et à la formation d'épidote ».

La succession des événements dans les roches des environs immédiats de Boma, a donc été établie comme suit (Cahen *et al.*, 1963, p. 239) :

- « Premier(s) cycle(s) : Dépôt
(Métamorphisme et/ou intrusions granitiques)
Intrusions granitiques et pegmatitiques (= 1^{er} événement dans ce texte)
Altération épizonale.
- Dernier cycle : Recristallisation mésozonale (2^e événement dans ce texte)
Intrusions pegmatitiques et granitiques à muscovite
Filons pegmatitiques à biotite
Filons hydrothermaux ».

2.4. Résultats géochronologiques

La partie géochronologique de cette étude a été réalisée dans le cadre du Centre belge de Géochronologie.

Les concentrations en Rb et en Sr ont été mesurées par fluorescence X, par M. Delvigne et F. Durez (Musée royal de l'Afrique centrale). Lorsque la mesure a été refaite par dilution isotopique, ce sont les résultats obtenus par cette méthode qui ont été retenus. La composition isotopique du Sr, séparé sur une colonne d'échangeurs d'ions, a été obtenue par thermoionisation sur un filament de rhénium en utilisant l'oxyde de tantale comme activateur, dans un spectromètre de masse Varian MAT TH5. Pour les zircons, on a utilisé la méthode décrite par Krogh (1971) utilisant des « bombes » de teflon et des colonnes de résine anionique pour la purification du Pb et de l'U. Le calcul des isochrones a été fait suivant le programme de York (1966). Les erreurs attribuées aux âges et aux valeurs des rapports Sr^{87}/Sr^{86} initiaux représentent 2σ . Une adaptation du programme York a servi au calcul des intersections de la meilleure droite avec Concordia pour la détermination des âges U-Pb des zircons et des sphènes. Les constantes utilisées sont : $\lambda Rb^{87} = 1,39 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$; $\lambda U^{238} = 1,537 \cdot 10^{-10} \cdot a^{-1}$, $\lambda U^{235} = 9,72 \cdot 10^{-10} \cdot a^{-1}$, $U^{238}/U^{235} = 137,8$.

2.4.1. Rubidium-strontium

ROCHES TOTALES

La méthode Rb-Sr a été appliquée à 9 échantillons traités en « roches totales ». Trois d'entre eux pesaient de 50 à 100 kg chacun (ils ont également été datés par U-Pb sur zircons et sphène, voir plus loin), les sept autres ont été préparés à partir d'échantillons à main.

Les résultats analytiques figurent au tableau II et les points correspondants sont reportés à la fig. 1. On constate que, mis à part le point 117.857, ces points sont relativement bien alignés.

Une isochrone calculée par les 8 points (1 à 8) donne :

$$2076 \pm 158 \text{ m.a.}, \text{ Ri} = 0,7060 \pm 0,0046, \text{ MSWD} = 5,39$$

TABLEAU II

Résultats analytiques rubidium-strontium sur les migmatites de Boma

	n° R.G.	Rb ppm	Sr ppm	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶	Rb ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ± 2 %
1	11.002 Roche totale	103	436	0,7239 ± 0,0013	0,6848
2	117.594 (1) »	116	289	0,7389 ± 0,0006	1,1649
3	117.856 (1) »	111 (2)	192 (2)	0,7564 ± 0,0004	1,6884
4	4.353 »	176 (2)	273 (2)	0,7679 ± 0,003	1,8786
5	11.017 »	157	200	0,7724 ± 0,0005	2,2855
6	11.022 »	172	169	0,7979 ± 0,0004	2,9714
7	117.855 (1) »	163 (2)	121 (2)	0,8218 ± 0,0006	3,9432
8	11.018 »	278 (2)	95,0 (2)	0,9413 ± 0,0010	8,6566
	11.018 Plagioclase	146 (2)	70,1 (2)	0,9205 ± 0,0005	6,1520
	Microcline	379 (2)	117 (2)	0,9502 ± 0,0002	9,5963
	Biotite	1010 (2)	13,0 (2)	2,3766 ± 0,0018	274,28
	117.857 Roche totale	186	111	0,8305 ± 0,0006	4,9084

(1) Échantillons de plus de 50 kg. Les autres sont des échantillons à main.

(2) Concentrations mesurées par dilution isotopique. Pour les autres, les concentrations ont été mesurées par fluorescence X.

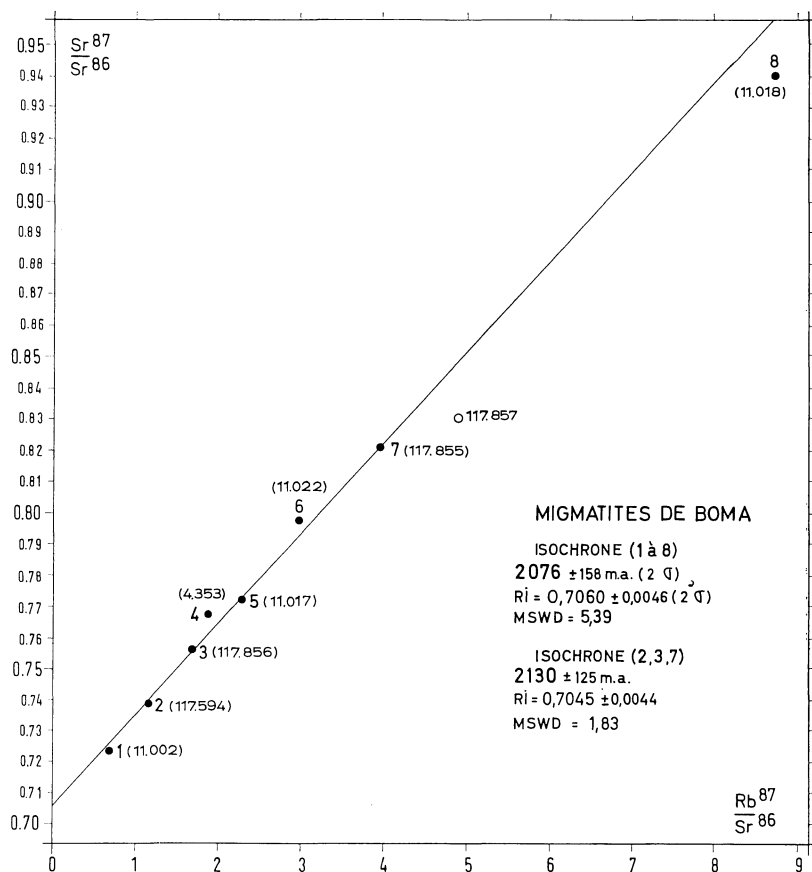


Fig. 1. — Isochrone de roches totales relative aux migmatites de Boma. $\lambda Rb^{87} = 1,39 \cdot 10^{-11} a^{-1}$. (Le point (0) n'intervient pas dans le calcul).

La valeur très élevée du MSWD (*) et les marges d'erreur importantes sur l'âge et le Ri sont imputables à la disparité des échantillons de migmatites et en particulier au point n° 8 qui se rapporte précisément à un échantillon d'une partie leucocrate riche en microcline.

Toutefois, les valeurs de l'âge et du Ri de cette isochrone de 8 points sont proches de celles fournies par les seuls trois points (2,3 et 7) qui, du fait de leur grand volume, sont les plus (et peut-être les seuls) représentatifs de la masse hétérogène migmatitique.

L'isochrone calculée par ces trois points seulement donne :

$$2130 \pm 125 \text{ m.a.}, \text{ Ri} = 0,7045 \pm 0,0044, \text{ MSWD} = 1,83$$

Ce sont les valeurs que nous retiendrons comme étant les plus représentatives pour l'ensemble des migmatites.

Étant donné leur taille réduite, les autres échantillons sont forcément des parties de migmatites plus particulièrement riches en l'un ou l'autre minéral; cela pourrait suffire à expliquer, pour certains de ces échantillons, la position de leur point, soit sous la droite (points 8 et 117.857) soit au-dessus de celle-ci (points 4 et 6). Nous savons en effet (voir plus loin) que les minéraux des migmatites ont postérieurement, perdu ou gagné suivant les cas du Sr^{87} radiogénique. Cette migration peut se manifester dans les âges obtenus sur les parties de roches constituées par des concentrations de ces minéraux, si ces parties se sont elles-mêmes comportées en système ouvert. Il y a aussi la possibilité que le rapport $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ à l'origine diffère d'un échantillon à l'autre.

Le rapport initial de l'isochrone des migmatites (0,706 ou 0,7045) ne permet pas de décider si le substrat des migmatites était entièrement constitué par des matériaux du cycle durant lequel s'est produite la migmatitisation, ou s'il comprend également des matériaux plus anciens.

La dispersion des résultats le long de l'isochrone (MSWD = 5,39) serait l'indication d'un substrat hétérogène, si elle ne provenait pas plus vraisemblablement de légers rajeunissements partiels, comme il a été dit plus haut.

MINÉRAUX

Cahen *et al* (1963) et Cahen et Snelling (1966) ont publié les résultats de quelques mesures Rb-Sr faites sur des minéraux de migmatites en même temps que ceux relatifs à des minéraux d'autres formations du Bas-Zaïre. Ces mesures ont notamment permis de fournir dans ces publications un âge pour l'orogénèse ouest-congolienne, ou tout au moins des âges en relation avec certaines phases de cette orogénèse.

Ces mesures avaient porté, d'une part, sur des micas, et, d'autre part, sur des microclines de gneiss œillés (faciès porphyroïde des migmatites).

Les micas (muscovite et biotite) d'une migmatite (RG. 18.037) ainsi que la biotite d'un gneiss œillé (RG. 4353) (1) ont donné des âges (recalculés ici avec $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,39.10^{-11} \text{ a}^{-1}$) compris entre 570 et 500 m.a. Il s'agit d'âges apparents en relation avec les dernières phases de l'orogénèse ouest-congolienne.

Les mesures faites sur les microclines des gneiss œillés, non entièrement affectés

(*) MSWD : Mean Square of Weighted Deviates (moyenne de la somme pondérée des carrés des écarts à la moyenne).

(1) Portant le n° RGM 9119 dans Cahen *et al.*, 1963, et Cahen et Snelling (1966).

par la recristallisation, ont donné des âges apparents intermédiaires entre l'âge de la roche et celui de l'orogénèse ouest-congolienne. Ainsi pour l'échantillon 4353, une fraction enrichie en phénocristaux et une autre enrichie en microcline de la mosaïque granoblastique fournissent respectivement des âges (recalculés ici avec $1,39.10^{-11} \cdot a^{-1}$ et $Ri = 0.706$) de 1500 m.a. (moyenne de 3 mesures) et de 1380 m.a. (moyenne de deux mesures). Comme ces points se situent en dessous du point de l'isochrone correspondant à la roche totale, il ne s'agit pas d'une réhomogénéisation de la composition isotopique du Sr de l'échantillon, comme on a pu le supposer avant d'analyser la roche totale, mais bien d'une perte de Sr^{87} radiogénique du microcline. L'âge de cette perte ne peut être établi. Une fraction enrichie en microcline granoblastique d'un autre gneiss œillé (R.G. 27.255), non daté en roche totale, a donné un âge apparent de 1250 m.a. assez proche des résultats obtenus sur l'échantillon précédent.

Les seules nouvelles mesures effectuées au cours de cette étude-ci ont porté sur le microcline et sur le plagioclase de l'échantillon n° 8 (11.018) daté en roche totale, qui est une partie rose hololeucocrate entièrement recristallisée. Le plagioclase, la roche totale et le microcline de cette roche s'alignent strictement sur une droite isochrone de 612 ± 29 m.a., $Ri = 0,8679 \pm 0,0030$, $MSWD = 0,14$. On peut, au stade actuel, considérer cet âge comme une limite jeune pour la recristallisation.

2.4.2. Uranium-plomb

Les trois roches de grand volume signalées plus haut (117.594, 117.855, 117.856) ont été datées par la méthode U-Pb appliquée au zircon (2 fractions par roche) et également dans le cas de l'une d'elles (117.855), au sphène. Les résultats analytiques sont donnés au tableau III.

Les zircons des différentes roches sont morphologiquement comparables entre eux et ne présentent pas de caractères particuliers.

Sur un graphique Concordia (fig. 2) les points correspondant aux 4 fractions des zircons 117.594 A et B et 117.855 A et B ainsi qu'au sphène 117.855 s'alignent sur une corde dont les intersections sont 2125 m.a. et 525 m.a.

Seuls les points, très proches l'un de l'autre, correspondant aux deux fractions A et B du zircon 117.856, ne se placent pas sur cette corde. L'âge apparent de ce zircon est de 2125 m.a. ou de 2190 m.a. suivant qu'on prend l'origine du graphique ou 525 m.a. comme origine de la corde.

La forte discordance entre les âges U^{238}/Pb^{206} et U^{235}/Pb^{207} du sphène (qui se traduit par la position très basse du point correspondant à ce minéral sur le graphique Concordia) indique qu'il a perdu beaucoup de Pb radiogénique. En vertu du comportement connu de ce minéral, une telle perte de Pb n'a pu se produire que dans les conditions métamorphiques assez intenses où ce minéral recristallise.

La méthode par spectrométrie d'absorption infrarouge corrélant le degré d'état métamictite, la teneur en éléments radioactifs et l'âge des zircons, récemment mise au point (Deliens, 1974 et 1976) a été appliquée aux six fractions de zircons (tableau IV et fig. 3). Elle a permis de conclure au réarrangement structural des zircons avec effacement de leur état métamictite entre 835 m.a. et 615 m.a. suivant les échantillons analysés, soit vers 730 m.a. en moyenne.

Les zircons et le sphène formés à 2125 m.a. ont donc subi par la suite une recristallisation et une perte épisodique de Pb radiogénique. La recristallisation de ces minéraux traduit un phénomène majeur d'âge ouest-congolien, cycle au cours duquel les migmatites ont recristallisé.

TABLEAU III

Résultats analytiques U-Pb sur zircons et sphène des migmatites de Boma

N° R.G.	Fraction	ppm			Composition isotopique du Pb du minéral (%)				Ages apparents (m.a.)		
		U	Pb tot	Pb rad	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
<i>Migmatites de Boma</i>											
— Zircons											
117.594	A	378	119	116	0,028	76,486	9,697	13,429	2006 ± 5	1597 ± 29 (0,2782)	1782 ± 19 (4,6547)
117.594	B	431	127	125	0,025	77,221	9,651	13,104	1997 ± 5	1522 ± 28 (0,2636)	1731 ± 20 (4,3840)
117.855	A	329	112	108	0,049	76,598	10,117	13,236	2037 ± 20	1703 ± 34 (0,2991)	1859 ± 37 (5,0911)
117.855	B	351	119	112	0,081	74,960	10,302	14,657	2030 ± 10	1659 ± 31 (0,2904)	1830 ± 26 (4,9234)
117.856	A	575	199	193	0,040	80,100	10,949	8,911	2132 ± 15	1799 ± 33 (0,3185)	1959 ± 25 (5,7158)
117.856	B	709	236	233	0,016	83,243	10,936	5,805	2115 ± 15	1811 ± 32 (0,3209)	1957 ± 20 (5,7008)
— Sphène											
117.855		176,2	39,3	30,1	0,305	57,070	9,573	33,052	1476 ± 15	811 ± 15 (0,1328)	1010 ± 15 (1,6703)

Pb de correction : pour les zircons : Pb moderne : 206/204 : 18,6; 207/204 : 15,7; 208/204 : 38,9.

pour le sphène : Pb du microcline de la même roche : 206/204 : 18,85; 207/204 : 16,05; 208/204 : 40,77.

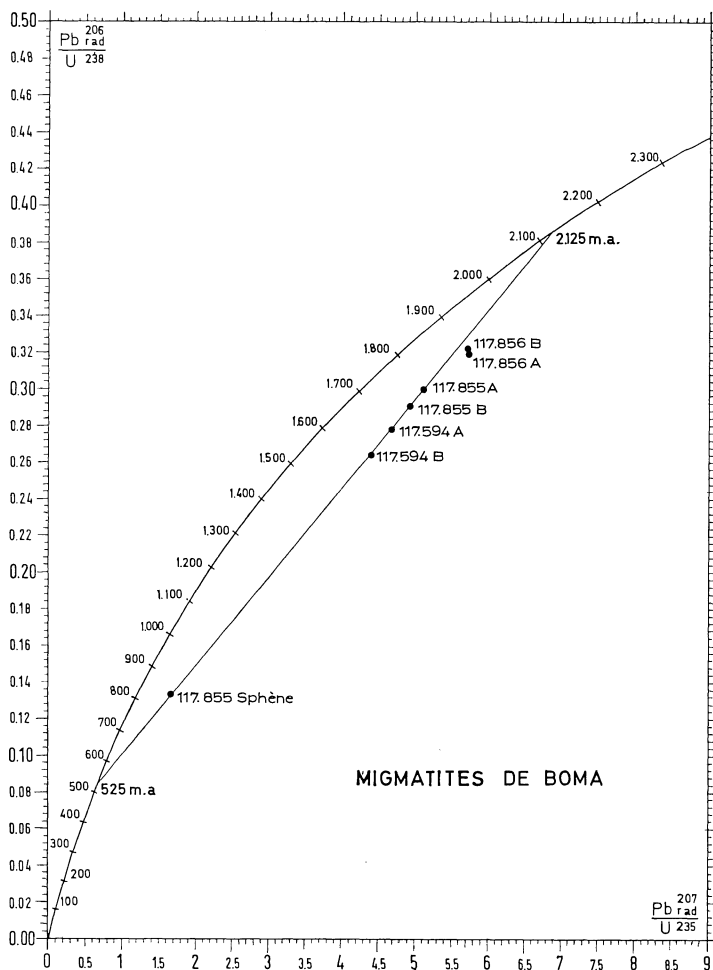


Fig. 2. — Diagramme Concordia relatif à des zircons et à un sphène, extraits de migmatites de Boma.

TABLEAU IV

Résultats analytiques par spectrométrie d'absorption infrarouge sur les zircons des migmatites de Boma

n° R.G.	fraction	U ppm	U + Th équivalents U	I.R. Surface	Age apparent m.a.
117.594	A	378	419	1905	765 } 833
	B	431	477	1812	
117.855	A	329	362	2074	560 } 613
	B	351	388	1988	
117.856	A	575	611	1788	720 } 748
	B	709	739	1680	

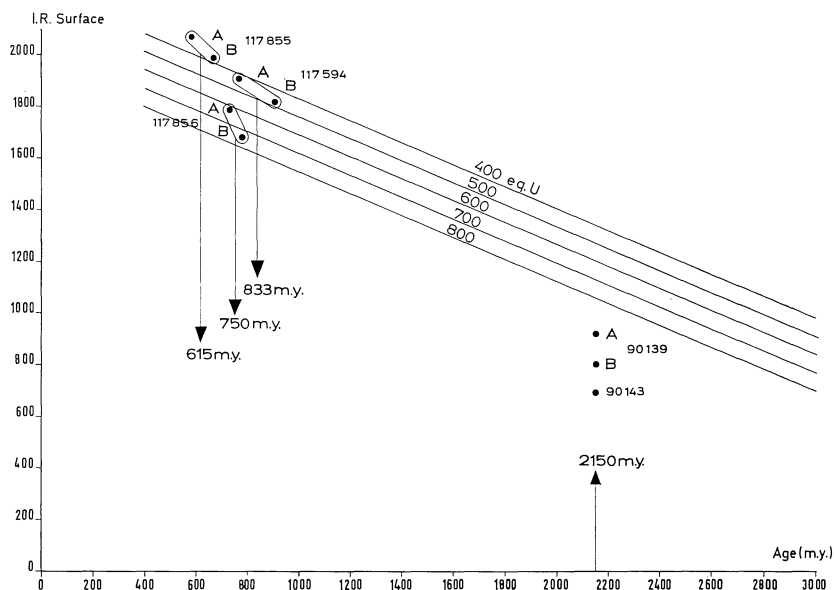


Fig. 3. — Diagramme infrarouge appliqué à des zircons des migmatites de Boma et des gneiss de Mpozo-Tombagadio, d'après Deliens, Delhal et Tarte (1976).

D'après la méthode infrarouge, la recristallisation des zircons aurait eu lieu entre 835 m.a. et 615 m.a., âges plus élevés que celui de 525 m.a. donné par l'intersection inférieure avec Concordia de la corde des zircons et du sphène.

On sait par les datations Rb-Sr sur minéraux que cet âge de 525 m.a. est un âge posttectonique de l'orogénèse ouest-congolienne et que 610 m.a. est l'âge le plus jeune possible pour la recristallisation des migmatites. Il est donc raisonnable de penser que l'intersection inférieure avec Concordia résulte de la combinaison d'une perte épisodique antérieure à 525 m.a. et d'une perte continue lui faisant suite.

En résumé, il y a concordance entre les résultats U-Pb sur zircons et sur sphène et les résultats Rb-Sr sur roches totales (isochrone) pour fixer à 2125 m.a. l'âge de la formation des migmatites de la région de Boma.

En outre, les mêmes méthodes de datation et la méthode par spectrométrie d'absorption infrarouge montrent que les différents minéraux ont été nettement rajeunis par un événement métamorphique important qui ne peut être que la recristallisation mésozonale observée pétrographiquement et désignée comme second événement.

Les âges obtenus sur les minéraux par les différentes méthodes se rapportent tous à l'orogénèse ouest-congolienne dont certains événements syntectoniques à posttectoniques avaient déjà été datés approximativement (Cahen *et al.*, 1963) par des résultats Rb-Sr et K-Ar compris entre 650 m.a. et 500 m.a.

Il est probable, d'après les nouveaux résultats, que la recristallisation liée à cette orogénèse dans la région de Boma se situerait vers 730 m.a.

Le fait qu'il n'y a pas eu de réhomogénéisation du Sr entre roches totales sous l'action ouest-congolienne alors que les différents minéraux montrent des rajeunissements par perte de Sr et de Pb radiogénique et que le zircon et le sphène ont atteint

un certain degré de recristallisation, concorde bien avec les observations pétrographiques qui révèlent l'absence de remobilisation malgré l'importance de la recristallisation.

3. LES GNEISS DE MPOZO-TOMBAGADIO

3.1. *Situation générale*

Le complexe gneissique de Mpozo-Tombagadio, situé à l'Est de Matadi (5° 49' S - 13° 28' E), entre Mpozo (5° 50' S - 13° 30' E) et Kenge (5° 46' S - 13° 40' E) a fait l'objet de nombreux travaux publiés ou inédits.

Parmi les travaux anciens, celui de Polinard (1934) fournit la description lithologique et pétrographique (accompagnée d'analyses chimiques) la plus complète qui ait été faite jusqu'ici, et à laquelle il y aurait peu à ajouter sur le plan descriptif.

Déjà avant Polinard et cité par lui, J. Cornet (1896) avait compris l'essentiel de ce qui est appelé pour le moment les gneiss de Mpozo-Tombagadio, dans la couche « D » de l'« Archéen » : « D. Couches de la Kimeza. Elles comprennent des gneiss, bien feuilletés ou granitoides, présentant de beaux cas de gneiss œillés (Augengneiss), des micaschistes et des roches schisteuses amphibolitiques. On y trouve des masses paraissant interstratifiées, de véritable granite ». Il a ensuite (1899) considéré « Les couches A (Couches de Boma) et D (Couches de la Kimeza) comme formant la base de la série (archéenne) et représentant la formation du *gneiss primitif*, les couches réunies dans les catégories B (Couches de Matadi), C (Couches de Palabala) et E (Couche de la Duizi) devant être rapportées aux termes supérieurs de l'Archéen, à caractère cristallin moins accentué ».

On doit à des travaux beaucoup plus récents, notamment à ceux de J. Legeron (1969) et C. Massar, une meilleure délimitation du complexe en question, sous le nom provisoire de « Prézadinien », et la démonstration, sous réserve de confirmation pétrologique, d'une discordance entre le « Prézadinien » et le Zadinien essentiellement métasédimentaire susjacent (équivalent des « Couches de Palabala » et des « Couches de Matadi » de J. Cornet). Cette discordance avait déjà été décelée en Angola (voir, par exemple, Korpershoek, 1964).

3.2. *Composition minéralogique et chimique*

Les gneiss de Mpozo-Tombagadio sont des roches quartzo-feldspathiques hétérogènes, pauvres à plus ou moins riches en microcline. Le plagioclase est d'une manière très générale abondamment saussuritisé. Dans la plupart des échantillons, la biotite, brunâtre ou verdâtre, est accompagnée d'épidote, de mica blanc et de sphène.

La chlorite, l'apatite et le zircon figurent parmi les minéraux accessoires. Dans certains échantillons leucocrates, riches en microcline, seule la séricite est représentée. La texture est cataclastique.

Le tableau I fournit la composition chimique de quelques échantillons ayant servi à l'étude géochronologique, dont trois pesaient plus de 50 kg chacun.

3.3. *Données pétrologiques*

Polinard (1934) distingue, d'après la composition chimique, des faciès magmatiques de composition granitique à dioritique, ainsi que des roches qu'il considère

comme étant très vraisemblablement d'origine sédimentaire. Il relève d'ailleurs, au sein même des gneiss, des quartzites feldspathiques micacés et des calcaires cristallins. Du point de vue structural, Polinard envisage, d'une part, des faciès grenus d'apparence granitique, aplitique ou pegmatitique, et d'autre part, des faciès rubanés et schistoïdes à structure soit régulière soit ceillée. Tous ces types de roches sont étroitement associés et l'auteur souligne des manifestations métamorphiques au contact de masses d'origine magmatique et de roches d'origine sédimentaire, ainsi que des phénomènes d'injection lit par lit. Il interprète la présence de feldspath dans les métasédiments comme la conséquence d'une feldspathisation liée à la formation des gneiss.

Il décrit par ailleurs les phénomènes de cataclase et de recristallisation que toutes les roches ont subis à un degré variable. « Les actions dynamiques réalisent la structure cataclastique, imposent la texture orientée et provoquent la naissance de minéraux phylliteux... Au point de vue minéralogique, les manifestations du dynamométamorphisme épizonal se traduisent par le développement d'espèces particulièrement stables sous l'effet des pressions orientées : chlorite, séricite, épidote, clinozoïzite, dont toutes les séries possèdent des représentants ».

En résumé, après nos propres vérifications et en mettant les choses dans un ordre chronologique, les gneiss de Mpozo-Tombagadio traduisent deux événements majeurs : la formation des gneiss par migmatitisation et granitisation de roches en partie au moins sédimentaires, et la déformation de ces gneiss donnant lieu à une cataclase et à des recristallisations dans des conditions rétomorphiques de degré épizonal à mésozonal supérieur (correspondant au faciès greenschist et, en moyenne, au subfaciès épidote-biotite).

Dans les métasédiments zadiniens surincombants, un seul événement majeur est observable. Le degré de métamorphisme correspond à celui de la rétomorphose des gneiss prézadiniens et la texture foliée peut être corrélée avec la texture cataclastique des gneiss, compte tenu de la différence de compétence des deux ensembles.

Sachant en outre que, dans la région considérée, un conglomérat situé vers la base du zadinien renferme des galets de gneiss de même nature que les gneiss de Mpozo-Tombagadio, la discordance envisagée par Massar et Lepersonne (1969) sur le plan stratigraphique et tectonique (notamment par photo-interprétation) se trouve confirmée pétrographiquement.

La formation des gneiss de Mpozo-Tombagadio est donc bien un phénomène pré-zadinien. La cataclase et la recristallisation sont par contre zadiniennes ou post-zadiniennes.

En fait, elles correspondent au phénomène majeur qui s'étend à l'ensemble des formations du Bas-Zaïre, jusqu'à et y compris les roches ouest-congoliennes (voir notamment Lepersonne, 1973), et qui est la phase principale de l'orogénèse ouest-congolienne, dont l'âge est légèrement antérieur à 752 m.a. (Cahen, Delhal, Ledent, 1976).

3.3. Résultats géochronologiques

3.3.1. Rubidium-strontium

La méthode Rb-Sr a été appliquée aux roches totales de huit échantillons de gneiss. Trois d'entre eux (RG. 1.351, 90.139 et 90.143) sont des échantillons volumineux (dont également le zircon a été extrait et daté par la méthode U-Pb, voir plus loin).

Les résultats analytiques sont donnés au tableau V et les points correspondants sont reportés sur la figure 4.

TABLEAU V

Résultats analytiques rubidium-strontium sur les gneiss de Mpozo-Tombagadio

n° R.G.	Rb ppm	Sr ppm	Sr_{87}/Sr_{86}	$Rb_{87}/Sr_{86} \pm 2\%$
1) 11.352 Roche totale	97 (2)	630 (2)	$0,7163 \pm 0,0006$	0,4457
2) 90.139 (1) »	113 (2)	436 (2)	$0,7265 \pm 0,0005$	0,7559
3) 1.351 (1) »	137	243	$0,7529 \pm 0,0015$	1,6388
4) 89.647 »	130	200	$0,7622 \pm 0,0005$	1,8913
5) 89.889 »	83 (2)	56 (2)	$0,8338 \pm 0,0005$	4,3456
89.636 »	157	112	$0,8169 \pm 0,0004$	4,1006
11.196 »	83	62	$0,8492 \pm 0,0001$	3,9595
90.143 (1) »	98	78	$0,7920 \pm 0,0004$	3,6665
» Plagioclase	53,7 (2)	55,1 (2)	$0,7829 \pm 0,0006$	2,8444
» Microcline	207 (2)	57,5 (2)	$0,8428 \pm 0,0003$	10,4343

(1) Échantillon de plus de 50 kg. Les autres sont des échantillons à main.

(2) Concentrations mesurées par dilution isotopique. Pour les autres, les concentrations ont été mesurées par fluorescence X.

Les points (1 à 5) relatifs à cinq des huit échantillons sont parfaitement alignés. Ils définissent une isochrone de :

$$2169 \pm 72 \text{ m.a.} : Ri = 0,7031 \pm 0,0011; MSWD = 0,83$$

La position de deux autres points (89.636 et 90.143) en dessous de l'isochrone, trouve une explication très vraisemblable dans les rajeunissements dus à l'orogénèse ouest-congolienne qui se manifestent dans les roches et les minéraux d'autres formations de la même région (rhyolites dans Zadinien, syénite de la Mpozo (Delhal, 1973; Cahen, Delhal, Ledent, 1976), et dans les minéraux des gneiss eux-même.

Le plagioclase et le microcline de R.G. 90.143 donnent en effet, avec la roche totale, des âges qui sont respectivement 790 m.a. et 540 m.a.

Il est néanmoins possible que l'échantillon 90.143 soit réellement un peu plus jeune puisque son zircon fournit également un âge légèrement plus jeune (voir ci-après).

Quant à l'échantillon 11.196 dont le point se situe très au-dessus de l'isochrone, il constituerait l'unique indication isotopique rencontrée jusqu'à présent d'un substrat sensiblement plus ancien que les gneiss.

3.3.2. Uranium-plomb

Cinq fractions de zircon et un sphène extraits de trois échantillons (1351, 90.139 et 90.143) ont été analysés (voir tableau VI). Contrairement aux zircons des migmatites de Boma, ils ont sous le microscope un aspect nettement opacifié qui correspond à un état métamicté très prononcé.

Les fractions 90.139 A et B et 1351 A et B s'alignent parfaitement sur une corde qui recoupe Concordia vers le haut à 2150 m.a. et vers le bas à 260 m.a. (voir fig. 5).

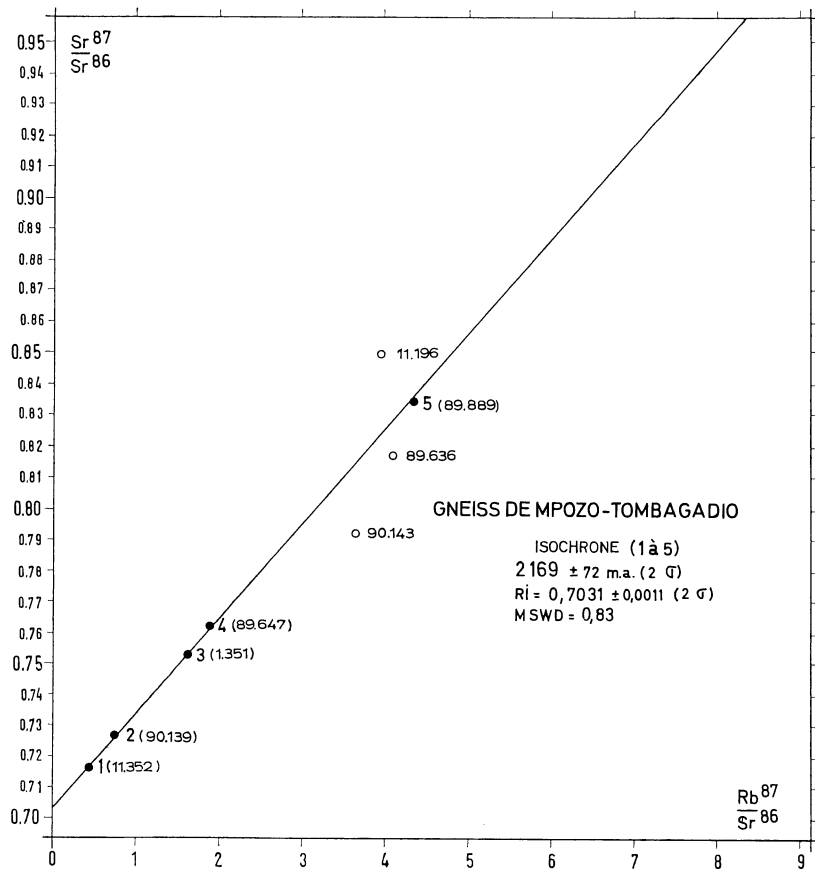


Fig. 4. — Isochrone de roches totales relative aux gneiss de Mpozo-Tombagadio. $\lambda \text{Rb}^{87} = 1,39 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. (Les points (o) n'interviennent pas dans le calcul).

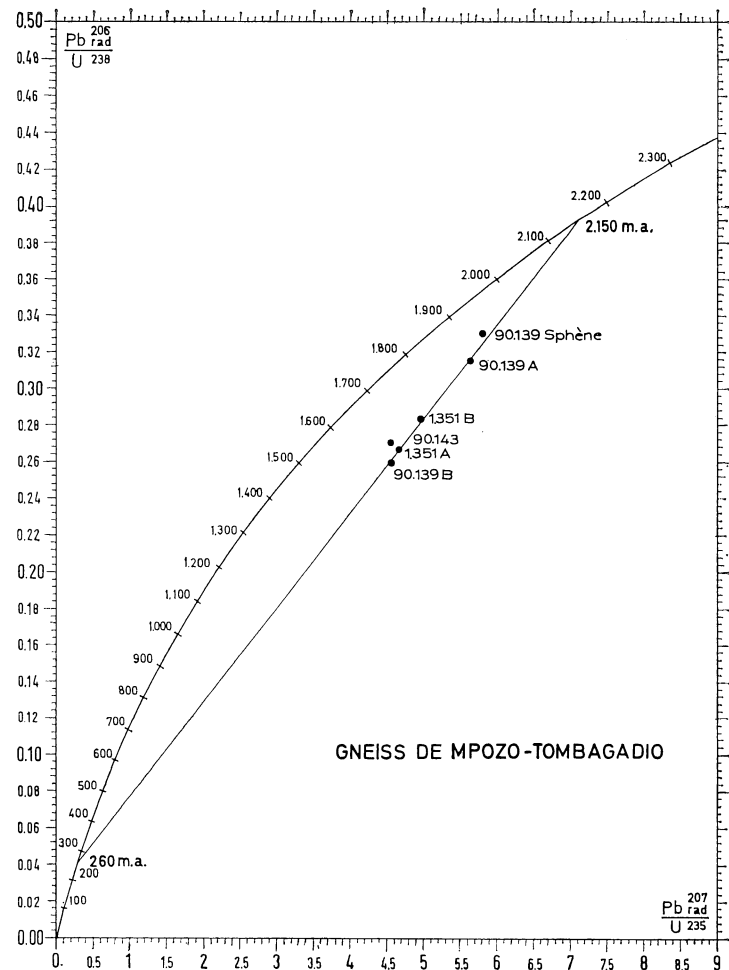


Fig. 5. — Diagramme Concordia relatif à des zircons et à un sphène, extraits de gneiss de Mpozo-Tombagadio.

TABLEAU VI

Résultats analytiques U-Pb relatifs aux zircons et sphère des gneiss de Mpozo-Tombagadio

Zircons	N° R.G.	Fraction	ppm			Composition isotopique du Pb du minéral				Ages apparents (m.a.)		
			U	Pb tot	Pb rad	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
	1.351	A	623	172,2	168,3	0,031	83,658	11,016	5,295	2085 ± 10	1540 ± 29 (0,2668)	1785 ± 21 (4,6641)
	1.351	B	738	215,9	212,4	0,022	83,538	10,906	5,534	2090 ± 10	1620 ± 29 (0,2826)	1834 ± 18 (4,9522)
	90.139	A	1186	400	381	0,0620	81,669	11,401	6,8685	2124 ± 10	1785 ± 32 (0,3154)	1946 ± 20 (5,6326)
	90.139	B	1459	427	383	0,138	78,872	11,880	9,110	2095 ± 10	1500 ± 13 (0,2594)	1760 ± 20 (4,554)
	90.143	unique	1774	497	482	0,041	83,579	10,782	5,598	2024 ± 10	1555 ± 30 (0,2697)	1762 ± 27 (4,5528)
Sphère	90.139		79,55	48,9	28,7	0,556	56,648	14,635	28,161	2095 ± 70	1856 ± 46 (0,3302)	1973 ± 73 (5,8109)

Pb de correction : Pb moderne : 206/204 : 18,6; 207/204 : 15,7; 208/204 : 38,9.

Le point du sphère de l'échantillon 90.139 vient se placer presque sur cette corde, plus près de l'intersection supérieure que les différents points des zircons.

Le point unique du zircon de l'échantillon 90.143 ne se situe pas, quant à lui, sur la corde en question mais bien un peu au dessus. Son âge $t_{207/206}$ est de 2024 ± 10 m.a., mais on obtient un âge de 2060 m.a. si on choisit la même intersection inférieure (c.à.d. 260 m.a.) que celle définie par les autres zircons.

L'intersection inférieure de 260 m.a. est attribuable en grande partie à une perte par diffusion continue. On constate que l'événement ouest-congolien qui se manifeste dans toute cette région n'a pas provoqué de perte épisodique de Pb radiogénique des zircons. La position du point du sphère sur le graphique montre que cet événement n'a pas non plus eu d'influence sur ce minéral.

Enfin l'âge obtenu par la méthode infrarouge sur trois fractions de zircons est de 2150 m.a. montrant également une intensité trop faible de cet événement pour provoquer la recristallisation (effacement de l'état métamicté) du zircon (tableau VII et fig. 3). L'âge de la fraction 1351 B est sensiblement plus faible mais nous devons souligner que la fraction A du même échantillon donnant un spectre infrarouge tout à fait aberrant, il n'y a pas lieu d'accorder une importance à ce résultat.

TABLEAU VII

Résultats analytiques par spectrométrie d'absorption infrarouge sur les zircons des gneiss de Mpozo-Tombagadio

n° R.G.	Fraction	U ppm	U + Th équivalent U ppm	Surface I.R.	Age apparent m.a.
1.351	B	738	769	1442	1350
90.139	A	1186	1230	919	2150
90.139	B	1459	1507	800	2150
90.143	unique	1774	1832	692	2150

En conclusion, il y a concordance entre les résultats fournis par les méthodes Rb-Sr (roches totales) et U-Pb (zircons et sphère) pour attribuer aux gneiss de la région de Mpozo-Tombagadio un âge de 2150 m.a.

L'influence de l'orogénèse ouest-congolienne qui est responsable de la cataclase observée dans les gneiss n'apparaît que dans les âges Rb-Sr des minéraux des gneiss.

Elle ne se manifeste pas dans les résultats obtenus par Rb-Sr sur roches totales, U-Pb sur zircons et sphère, et infrarouge sur zircons.

4. COMPARAISON ENTRE LES DEUX RÉGIONS ET CONCLUSIONS

Les migmatites de la région de Boma et les gneiss de la région de Mpozo-Tombagadio ont tous deux été produits par une granitisation-migmatitisation de roches en partie au moins sédimentaires et susceptibles d'appartenir au même cycle ou à un cycle antérieur à celui au cours duquel s'est produite cette migmatitisation.

La méthode Rb-Sr (isochrone) appliquée aux roches totales de ces deux régions et la méthode U-Pb appliquée à leurs zircons et sphères montrent que le phénomène

de granitisation-migmatitisation a dans les deux régions le même âge, soit 2125-2150 m.a. La bonne concordance des différents résultats permet d'affirmer que l'imprécision sur cet âge est faible.

L'étude pétrographique révèle que l'ensemble de ces roches a subi un second événement mais à des niveaux bathymétriques différents d'une région à l'autre, mésozonal (faciès amphibolite) à l'Ouest dans la région de Boma, épizonal (faciès greenschist) à l'Est dans la région de Mpozo-Tombagadio.

Dans les migmatites de Boma, l'influence de la température, alliée à celle d'une pression statique relativement élevée, ont contribué à créer une nouvelle texture, homogène, granoblastique, équilibratoire et uniformément orientée. Les remobilisations liées à la recristallisation sont apparemment faibles dans les migmatites mêmes, mais des granites et des pegmatites se sont mis en place localement au cours ou après cette phase de recristallisation.

Dans la région de Mpozo-Tombagadio, le second événement plus superficiel se caractérise par des granulations mécaniques et le développement concomittant de minéraux secondaires épizonaux, contrastant avec la paragenèse originelle des gneiss migmatitiques.

L'ensemble des données pétrographiques et géochronologiques indique que le second événement en question est l'orogénèse ouest-congolienne dont les phases successives syn- à posttectoniques s'étalent entre 750 m.a. et 500 m.a. environ (Cahen, Delhal, Ledent, 1976).

Dans les deux régions, l'âge Rb-Sr donné par les roches totales est celui de leur formation, tandis que les âges Rb-Sr fournis par les minéraux de ces roches correspondent aux phénomènes ouest-congolien. Il apparaît donc que les migrations, échanges et pertes de Sr radiogénique n'ont eu lieu que sur des distances courtes (entre minéraux voisins) lors du phénomène ouest-congolien.

Le niveau faible (épizonal) du métamorphisme dans les gneiss de Mpozo-Tombagadio suffit sans doute à expliquer cette stabilité isotopique. Dans les migmatites de Boma, où le niveau de la recristallisation ouest-congolienne est mésozonal, l'absence de réhomogénéisation du strontium entre échantillons de roches totales a vraisemblablement pour causes, outre la composition peu alcaline des migmatites, leur faible teneur en eau au moment de la recristallisation.

Les résultats obtenus par la méthode U-Pb appliquée au zircon et au sphène d'une part, et par la spectrométrie d'absorption infrarouge appliquée au zircon d'autre part, révèlent, quant à eux, des différences dans le comportement de ces minéraux en relation avec les différences dans les conditions bathymétriques entre les deux régions au moment de l'action ouest-congolienne.

Ces résultats montrent en effet, que les zircons et les sphènes de la région de Boma, à l'inverse de ceux de la région de Mpozo-Tombagadio, ont perdu du plomb radiogénique et ont subi une certaine forme de recristallisation au cours de l'orogénèse ouest-congolienne. Le degré d'état métamictite des zircons correspond seulement au dommage subi depuis l'orogénèse ouest-congolienne.

Dans la région de Mpozo-Tombagadio, le sphène n'a pratiquement pas perdu de plomb, et la perte de plomb des zircons est en majeure partie une perte « continue » sans relation avec l'événement ouest-congolien. Le degré d'état métamictite des zircons correspond au dommage subi depuis sa formation à 2150 m.a.

Remarquons incidemment que lorsqu'on compare les diagrammes Concordia des figures 2 et 5, la perte de plomb continue des zircons des gneiss de Mpozo-Tombagadio paraît aussi importante que la perte épisodique des zircons des migmatites de Boma.

Il faut remarquer cependant que s'ils avaient été soumis aux mêmes conditions qu'à Boma, les zircons de Mpozo-Tombagadio auraient perdu beaucoup plus de plomb qu'il ne l'ont fait. En effet, la teneur en uranium de ces zircons est en moyenne trois fois plus importante que celle des zircons de Boma, et l'on sait que, très généralement, la perte de plomb est d'autant plus importante que la teneur en uranium est élevée, toutes les autres conditions étant égales.

Le tableau VIII regroupe l'ensemble des données géochronologiques obtenues par les différentes méthodes.

Les données réunies ici impliquent notamment que les migmatites de Boma et les gneiss de Mpozo-Tombagadio ont été formés lors d'une même orogénèse dont la granitisation syntectonique est datée à 2125-2150 m.a. Nous proposons de dénommer cette orogénèse, l'orogénèse *tadilienne* (village de Kitadila, situé au cœur du complexe gneissique de Mpozo-Tombagadio). Comme l'essentiel des roches affectées par cette orogénèse paraît appartenir au cycle orogénique qu'elle couronne, nous proposons d'appeler ces formations par un nom dérivé des anciennes appellations créées par Cornet : le *Kimézien*.

REMERCIEMENTS

Nous remercions MM. M. Deliens et P. Tarte pour les analyses par spectrométrie d'absorption infrarouge, réalisées dans le cadre d'un programme subventionné par le Fonds de la Recherche fondamentale Collective. Nous remercions également MM. L. Cahen et J. Lepersonne pour l'aide qu'ils nous ont apportée au cours de cette étude.

RÉFÉRENCES

- CAHEN, L., DELHAL, J. et LEDENT, D., 1976. — Chronologie de l'orogénèse ouest-congolienne (pan-africaine) et comportement isotopique de roches d'alcalinité différente dans la zone interne de l'orogène au Bas-Zaïre. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 99, 189-203.
- CAHEN, L., DELHAL, J., LEDENT, D. et REINHARZ, M., 1963. — L'âge des migmatites de Boma et de l'orogénèse ouest-congolienne. Indications préliminaires sur l'âge des formations mayumbiennes et antérieures. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 86, 4, B229-B269.
- CAHEN, L., and SNELLING, N. J., 1966. — The geochronology of Equatorial Africa. Amsterdam, North Holland, Publ. Cy.
- CORNET, J., 1896. — Observations sur la Géologie du Congo occidental. *Bull. Soc. belge Géol.*, t. X, 1-10.
- CORNET, J., 1899. — Études sur la géologie du Congo occidental, entre la côte et le confluent du Ruki. *Bull. Soc. belge Géol.*, XI, 311-377 (1897).
- DELHAL, J., 1973. — Notes pétrographiques sur la « Syénite de la Mpozo » (Bas-Zaïre). *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. et Min.*, Rapp. ann. 1972, 51-52.
- DELIENS, M., DELHAL, J. and TARTE, P., 1974. — Metamictization and U-Pb systematics. A study by infrared absorption spectrometry of precambrian zircons. *Inter. Meeting for Geochron., Cosmochr., and isot. Geol.*, abstract, Paris, août 1974. Texte à paraître (1976).
- KORPERSHOEK, H. R., 1964. — The Geology of Degree Sheet $\frac{\text{Sul B-33}}{\text{H-N}}$ (Noqui-Tomboco). *Bol. Serv. Geol. Min.*, Portugal, prov. de Angola, 10, 9-105.
- KALALA-NTUMBA, A., KEESMANN, I. et GRZYBOWSKI, K., 1975. — Carte géologique S6/13 - SW 3a, Boma (Bas-Zaïre). 1/25.000 (1974). (Notice sous presse en 1975). Presses universitaires du Zaïre.

TABLEAU VIII

Migmatites et gneiss kiméziens du Bas-Zaïre. Comparaison des différentes données géochronologiques entre la région de Boma et celle de Mpozo-Tombagadio

Région	Orogenèses reconnues	Événements majeurs	Roches totales Ages Rb-Sr (isochrones)	Zircon		Sphène Ages U-Pb	Feldspaths et micas Ages Rb-Sr
				Ages U-Pb	Ages apparents infrarouge		
Boma	1 « pré-zadinienne » (tadilienne)	granitisation-migmatitisation	Formation à 2130 ± 125 m.a.	Formation à 2125 m.a.	—	—	—
	2 ouest-congolienne	Recristallisation syntectonique mésozonale et pegmatites tardi et posttectoniques	—	Perte épisodique de Pb radiogénique avant 525 m.a.	Effacement de l'état métamictite (= recristallisation) 730 ± 100 m.a.	Forte perte de Pb radiogénique avant 525 m.a.	Pertes et réhomogénéisation de Sr. rad. Ages apparents compris entre 1500 et 500 m.a.
Mpozo-Tombagadio	1 « pré-zadinienne » (tadilienne)	Granitisation-migmatitisation	Formation à 2170 ± 70 m.a.	Formation à 2150 m.a.	État métamictite entièrement conservé (pas de recristallisation) depuis 2150 m.a.	Formation à 2150 m.a.	—
	2 ouest-congolienne	Cataclase et recristallisation épizonale	—	—	—	—	Pertes et réhomogénéisations de Sr. rad. Ages apparents des feldspaths: 790 et 540 m.a.

- KROGH, T. E., 1971. — Low contamination method for decomposition of zircons and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Carn. Inst. Wash., Year Book*, **70**, 258-266.
- LEPERSONNE, J., 1969. — Étude photogéologique de la région de Matadi. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. et Min., Rapp. ann.* 1968, 26-29.
- LEPERSONNE, J., 1973. — La structure de l'anticlinal de Matadi et du synclinal de Palabala révélée par l'étude des photographies aériennes. *Mus. roy. Afr. centr., Dépt. Géol. et Min., Rapp. ann.* 1972, 29-33.
- POLINARD, E., 1934. — Le socle ancien inférieur à la Série schisto-calcaire du Bas-Congo. *Mém. Inst. roy. Col. belge*, coll. in-4°, T. II, fasc. 4, 100 pp.
- YORK, D., 1966. — Least squares fitting of a straight line. *Canad. Journ. Phys.*, **44**, 1079-1083.

SITUATIONS DES ÉCHANTILLONS DATÉS

Les nos R.G. sont ceux que portent les échantillons dans la collection du Musée Royal de l'Afrique Centrale, où ils sont conservés.

Ces numéros sont suivis du nom et du numéro des récolteurs.

Région de Boma (5°51'S-13°04'E)

- R.G. 4.353 — (ex. R.G.M. 9.119) (T. PEETERS) — km 5 du chemin de fer du Mayumbe, 250 m à l'Ouest de la rivière Bangu (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 11.002 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.1) — route Boma-Banane, à 1200 m à l'Est de Pita.
- R.G. 11.017 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.17) — route de Boma-Banane, à l'Ouest du Fort de Shinka (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 11.018 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.18) — route Boma-Banane, à l'Ouest du Fort de Shinka (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 11.022 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.22) — route Boma-Tshela, km 4,300 au Nord de Boma (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 117.594 — (B. STEENSTRA — Éch. S.39) — 10 km au Nord-Ouest de Boma, rivière Vindau (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 117.855 — (B. STEENSTRA — Éch. S.285) — 5 km à l'Ouest de Boma, rivière Pangi (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 117.856 — (B. STEENSTRA — Éch. S.286) — route Boma-Tshela, 3 km au Nord de Boma (S 6/13 - SW 3).
- R.G. 117.857 — (B. STEENSTRA — Éch. S.287) — à l'Ouest de Boma (S 6/13 - SW 3).

Région de Mpozo (5°50'S-13°30'E) — Tombagadio (5°50'S-13°37'E)

- R.G. 1.351 — (CERCKEL) — rivière Loma (ex La Mia), 6 km à l'Est de Mpozo (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 11.196 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.226) — km 25,9 du chemin de fer Matadi-Kinshasa (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 11.352 — (J. LEPERSONNE — Éch. E.741) — km 35,1 de la route Matadi-Kinshasa (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 89.636 — (C. MASSAR — Affl. 303 — Éch. 246) — 3 km au Sud de Palabala (entre la route et le rail) (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 89.647 — (C. MASSAR — Affl. 318 — Éch. 257) — 2 km au Sud-Est de Palabala (S 6/13 - SE 3).

- R.G. 89.889 — (C. MASSAR — Affl. 588 — Éch. 482) — km 15,3 du Chemin de fer Matadi-Kinshasa (frontière Angola) (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 90.139 — (C. MASSAR — Affl. 442) — carrière à 5 km au Sud-Ouest de Kenge (S 6/13 - SE 3).
- R.G. 90.143 — (C. MASSAR — Affl. 305) — route Matadi-Kinshasa, 7 km à l'Ouest de Mpozo (S 6/13 - SE 3).

