

ÉTUDE DU COMPORTEMENT ISOTOPIQUE DE SYSTÈMES Rb/Sr ET U/Pb DANS LE GRANITE HYPERALCALIN DE NOQUI (RÉPUBLIQUE DÉMOCRATIQUE DU CONGO ET ANGOLA) (*)

par J. DELHAL (**), D. LEDENT (***), P. PASTEELS (****) et J. VENIER (*****)

(2 figures dans le texte)

ABSTRACT

U/Pb measurements on three fractions of a zircon rich in common lead do not furnish a well established age of formation for the peralcaline granite from Noqui. It is at least 760 m. y. old.

Rb/Sr measurements yield well established isochron ages for two isotopic rehomogenisations of strontium at 533 ± 11 m. y. with a $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ initial ratio of 0,8633 for total rocks, and at 450 ± 9 m. y. with an initial ratio of 1,2864 for minerals (aegyrine and feldspar) of the most alkaline specimen. These two ages do not correspond to any petrographically perceptible event.

The two phases of rehomogenisation as well as the intermediate mobilisation phases probably represent discrete steps of a slow uplift of the whole region during the post-tectonic period of the west-congolian orogeny, the latest tectonic phase of which is somewhat earlier than 620 m. y. They indicate for the different granite samples a closing of the Rb/Sr system which occurs later in the more alkaline rocks than in the less alkaline ones.

The age of 450 m. y. coincides with the last age registered by biotite in the whole area affected by the west-congolian orogeny.

RÉSUMÉ

L'âge de la formation du granite hyperalcalin de Noqui n'a pas pu être précisé par l'analyse de trois fractions de zircon riche en plomb commun. Il est au minimum d'environ 760 m. a.

Les isochrones établies par la méthode Rb/Sr mettent en évidence deux phases importantes de réhomogénéisation isotopique du strontium qui ne se traduisent par aucun phénomène discernable pétrographiquement. L'une à 533 ± 11 m. a. (R. i. 0,8633) affecte complètement l'ensemble des roches du massif. L'autre à 450 ± 9 m. a. (R. i. 1,2864) affecte les différents minéraux (aegyrine et feldspath) de l'échantillon le plus alcalin.

Par rapport à l'orogénèse ouest-congolienne qui est la dernière à avoir affecté la région et dont la dernière phase tectonique est un peu antérieure à 620 m. a., ces deux phases de réhomogénéisation et les stades de mobilité intermédiaires sont vraisemblablement des jalons d'une lente remontée post-tectonique de l'ensemble de la région, qui marquent, pour les différents échantillons du granite, une fermeture du système Rb/Sr d'autant plus tardive que leur caractère hyperalcalin est plus accentué. L'âge de 450 m. a. coïncide avec l'âge le plus jeune enregistré par les biotites dans toute la région soumise à l'orogénèse ouest-congolienne.

(*) Communication présentée le 27 avril 1971, manuscrit déposé à la même date.

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

(***) Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie, Université Libre de Bruxelles, 50 av. F. D. Roosevelt, B-1050, Bruxelles, Belgique.

(****) Aardwetenschappen. Vrije Universiteit te Brussel, 105 Adolphe Buyllaan, B-1050, Brussel.

(*****) Chercheur argentin, titulaire d'une bourse de l'Office belge de Coopération au Développement.

Le granite hyperalcalin du Noqui, parfois dénommé aussi granite de Loadi ou de Sohio, affleure de part et d'autre de la frontière entre la République démocratique du Congo et l'Angola, un peu au sud de la ville de Matadi.

Son extension est figurée sur les cartes géologiques par une tache arrondie d'environ 8 km de diamètre, située à l'intérieur d'une boucle anticlinale formée par les couches zadiniennes.

Il est, en effet, circonscrit vers l'ouest et vers le nord par la formation métasédimentaire et métavolcanique de Palabala qui constitue, avec la formation des quartzites de Matadi susjacente, la série inférieure du Zadinien, tandis qu'il est limité vers l'est par un ensemble de gneiss granitiques appartenant au complexe de gneiss et migmatites à calcaires cristallins de Mpozo-Tombagadio, considéré comme antérieur au Zadinien (J. Lepersonne, 1969).

L'étude pétrographique que nous avons entreprise préalablement aux mesures géochronologiques s'est étendue aux nombreux échantillons récoltés lors de plusieurs campagnes au Congo et en Angola dans le granite lui-même et dans les formations environnantes, principalement celles de J. Hugé en 1949, de J. Elquine en 1952, de L. Cahen en 1945 et 1958, et de C. Massar en 1965.

COMPOSITIONS MINÉRALOGIQUES

La composition minéralogique particulière de ce granite, qui est d'un type classique, a été décrite dans plusieurs publications (Pereira de Sousa, Holmes, Mortelmans et d'autres, cfr liste bibliographique).

Nous nous bornons ici à en présenter les caractères essentiels. La plus grande partie du feldspath de la roche est un feldspath mixte sodico-potassique, perthitique ou microperthitique qui présente souvent des macles de Carlsbad, Manebach et Baveno et occasionnellement de belles combinaisons de celles-ci. L'albite s'individualise souvent en taches limpides et maclées au sein et à la bordure des grains de microperthite. Les macles du microcline sont généralement visibles dans les plages les plus étendues de feldspath potassique. Les principaux éléments colorés sont l'aegyrine et la riebeckite souvent associées, et moins fréquemment la biotite lépidomélane. La magnétite est généralement présente. La quantité et les proportions relatives des métasilicates ferrosodiques varient d'un échantillon à l'autre. Quelques spécimens ne contiennent pas d'autre silicate foncé que la biotite. Certains sont hololeucocrates. Le quartz affecte parfois des formes pegmatitiques. Parmi les minéraux accessoires et occasionnels, nous avons reconnu la calcite, la fluorine, le zircon, l'astrophyllite, mais il existe d'autres minéraux déjà signalés ou non dont la finesse ou la rareté rendent la détermination aléatoire. En un point du massif un échantillon (71.167) de granite bréchié est tapissé suivant les joints d'un enduit radioactif non déterminé.

Le zircon est inégalement distribué dans le massif. Des deux échantillons volumineux traités pour en extraire le zircon nécessaire à nos mesures, l'un (71.299) a fourni une quantité anormalement abondante de zircon, tandis que l'autre (71.300) en était presque entièrement dépourvu.

Dans les lames minces, on constate que le zircon est concentré en certains endroits de la roche, où il forme des amas, des chapelets et des agglomérats de grains de taille très variable, de formes généralement trapues, en parties subhédrales en partie quelconques et parfois prolongées d'accroissement irréguliers. En lumière parallèle, les cristaux ont une teinte brunâtre d'intensité inégale et sont opacifiés par places. En nicols croisés, ils présentent parfois une extinction onduleuse. Le zircon qui a été daté (71.299) répond à ces caractères; il a été vérifié optiquement et aux rayons X; en

concentré, il est de couleur brune et très rarement automorphe; il est plus magnétique que ne le sont habituellement les zircons de granites de composition normale, sans présenter toutefois la relation généralement constatée dans les zircons entre la susceptibilité magnétique et la teneur en uranium; il est en outre apparu que le plomb extrait était anormalement riche en plomb commun. Signalons encore que du zircon est parfois associé aux éléments colorés. Par ailleurs, nous pensons pouvoir rapporter au zircon des sphérulites de cristaux fibreux en disposition fibro-radiée et concentrique de rencontre exceptionnelle (23.027). Dans un autre spécimen (23.109), des grains de zircon constituent les centres de concrétionnements concentriques. La forme de sphérulite très particulière avait déjà été signalée par J. P. Quin (1969), en plus d'un zircon en amas et de toutes tailles, dans le granite albitique à riebeckite et aegyrine du nord-ouest de la Corse. Cet auteur y voit une cristallisation deutéritique à mettre en relation avec la grande solubilité du zircon en milieu hyperalcalin.

Pour la suite de l'exposé, il est utile de préciser que les caractères particuliers du zircon de Noqui, sa ressemblance avec les zircons d'autres massifs hyperalcalins, la composition hyperalcaline même du granite, rendent très peu vraisemblable l'idée que le zircon que nous avons séparé pour nos mesures puisse avoir été hérité, en tant que zircon, de formations plus anciennes que le granite lui-même.

Nous avons constaté, dans quelques cas déterminés, une relation entre la nature minéralogique des éléments colorés de l'échantillon et sa situation par rapport à l'ensemble du massif granitique. Ainsi par exemple, nos échantillons ayant le lépidomélane pour unique élément coloré et qui sont, en outre, les plus riches en calcite, proviennent pour la plupart de la bordure sud-occidentale du massif. Mais à l'échelle du massif, il n'existe cependant pas de données suffisantes pour mettre en évidence un ordre éventuel dans la distribution des types présentant quelques différences sur le plan de la nature et de la proportion des minéraux.

COMPOSITION CHIMIQUE.

La composition chimique, comme la composition minéralogique, est comparable à celle d'autres granites hyperalcalins connus. G. Mortelmans (1948) y consacre plusieurs pages de sa note. Un des caractères chimiques mis en évidence lors des analyses géochronologiques est la valeur extrêmement élevée du rapport Rb/Sr, due à une pauvreté extrême en strontium (voir tableau I).

STRUCTURES

Le critère de déformations mécaniques avait été utilisé jusqu'ici pour préciser la position du granite dans son contexte. Mais les descriptions, souvent contradictoires, qui furent données de sa structure témoignent du caractère complexe de celle-ci ou tout au moins des difficultés qu'il y a à l'interpréter. Pereira de Sousa admet que la structure est celle d'une leptynite (1913) ou d'un orthogneiss transformé en schiste cristallin sous l'effet d'actions dynamiques importantes (1920); pour L. Cahen (1948) par contre, les marques de déformation sont relativement négligeables.

La confusion est augmentée du fait que des microgranites situés dans le Palabala gneissique ont été considérés à la fois comme liés au granite et mylonitiques.

Les différents aspects structuraux du granite étant liés à la nature et à la structure du milieu dans lequel il s'est mis en place, il est important de commencer par définir ce milieu représenté par son environnement actuel. Comme nous l'avons dit,

il s'agit, au nord et à l'ouest, de la formation de Palabala, base du Zadinien, et vers l'Est, du complexe de Mpozo-Tombagadio considéré comme antérieur au Zadinien.

Le Palabala est constitué par une alternance de couches relativement minces de sédiments micaschisteux et quartzitiques, de metabasites d'origine éruptive schistifiées, et de rhyolites gneissifiées. Ces dernières, aussi dénommées phyllites feldspathiques, granite-porphyles, microgranites, felsites, aplites, mylonites porphyriques, faciès de bordure du granite etc..., ont été considérées par certains géologues comme des intrusions issues du granite du Noqui et injectées parallèlement aux couches, puis déformées au même titre que celles-ci. Bien que dans des textes publiés, il ait été question de filons (Mortelmans), aucune observation de terrain contrôlée pétrographiquement ne montre, à notre connaissance, une quelconque discordance entre ces couches porphyriques et les couches encaissantes.

Notre étude, basée sur un inventaire assez complet de la plupart des échantillons et des documents existants, montre bien que les roches rhyolitiques ou microgranitiques appartiennent, au même titre que les roches vertes, au volcanisme initial du Zadinien.

En effet, la présence des rhyolites dans le Palabala n'est apparemment pas liée à la proximité du granite de Noqui puisqu'on les trouve également dans le Palabala situé à de grandes distances des affleurements de granite; néanmoins, la présence de granite en profondeur ne peut, à priori, être entièrement écartée. Par contre la présence des rhyolites ne va pas sans celle de roches vertes. D'autre part, nous avons constaté que, parmi les couches quartzitiques et rhyolitiques, on trouve des roches de caractère mixte, pyroclastique ou détritique, à éléments rhyolitiques. Il est, en outre, évident que les rhyolites ont évolué dans les mêmes conditions de métamorphisme mésozonal et de déformation que les différentes roches du Palabala. Ce sont dans leur état actuel des gneiss métarhyolitiques ou métaporphyriques. Enfin, au contact immédiat du granite de Noqui, l'effet d'un métamorphisme, qui se traduit par le développement de minéraux secondaires, cités plus loin, et par une phénomène d'albitisation, et qui est postérieur au métamorphisme et à la gneissification zadiniens, se manifeste aussi bien dans les métarhyolites que dans les roches vertes et dans les métasédiments du Palabala.

Cette série d'arguments nous montre donc que les métarhyolites sont contemporaines du dépôt des sédiments du Palabala, qu'elles sont antérieures au métamorphisme zadinien, et que la formation du granite de Noqui est postérieure à celui-ci. L'absence de faciès rhyolitique sur le bord oriental du granite de Noqui, là où celui-ci est directement en contact avec les gneiss granitiques alcalins ou calco-alcalins du complexe de Mpozo-Tombagadio, est un argument complémentaire montrant qu'il n'y a pas de relation d'origine entre le granite hyperalcalin de Noqui et les métarhyolites.

Pour en revenir au métamorphisme qui se manifeste à la bordure même du granite, remarquons que tous les auteurs qui en ont abordé l'étude s'accordent pour y reconnaître l'influence du granite sur les couches zadiniennes. Cette influence se traduit par le développement de minéraux nouveaux, tels qu'une hornblende bleutée, le grenat, la muscovite, la biotite et par la feldspathisation des micaschistes de Palabala et des quartzites de Matadi. A l'intérieur des limites du granite, de grandes enclaves de quartzite feldspathisée ont été signalées (Mortelmans, Corin, etc.). La présence dans la partie centrale du massif, de gneiss fins magnétifères sans relations apparentes avec le granite hyperalcalin et que le récolteur (J. Elquine) a qualifiés d'enclaves, permet de penser que toute la surface affleurante du granite se situe à une certaine proximité du toit du massif.

Bien qu'elles soient comparables par la nature de leurs constituants minéralogiques, les roches granitiques qui forment le massif de Noqui présentent des aspects structuraux et texturaux variés depuis celui d'un gneiss fin jusqu'à celui d'un granite grossier. L'examen d'un grand nombre d'échantillons bien repérés montre qu'il existe une relation entre les structures du granite et celles des roches encaissantes. A la bordure du massif, les structures du granites sont, en effet, calquées sur celles des roches zadiniennes d'une part, prézadiniennes de l'autre. Cette relation s'explique lorsqu'on constate que le développement des minéraux caractéristiques du granite hyperalcalin s'opère dans une trame préexistante dont la structure originelle est conservée jusqu'à un certain stade de la transformation.

Le processus débute dans les roches encaissantes par une perthitisation des feldspaths primitifs sans autre transformation apparente. Le stade suivant se traduit par une restructuration des grains primitifs perthitisés, qui se marque par une tendance à l'automorphisme, l'apparition systématique de macles de type C dans presque tous les individus, et dans certains cas par un phénomène évident d'accroissement. Ces phénomènes peuvent s'accompagner de la cristallisation de quartz graphique, pegmatitique, en dedans et en dehors des feldspaths. C'est à ce stade qu'apparaissent les minéraux ferrosodiques caractéristiques, souvent ramassés dans des nids, en association avec l'opaque.

La pâte interstitielle, généralement de grain plus fin, d'aspect granoblastique ou gneissique, est le dernier témoin d'un état primitif. Lorsque la transformation est totale, le granite est grossier, subéquigranulaire et a tous les caractères d'un granite magmatique typique. Ce granite entièrement nouveau est observable vers l'intérieur du massif, mais pas nécessairement au centre de celui-ci.

C'est au contact des gneiss granitiques prézadiniens que le processus de transformation est le mieux perceptible, ou tout au moins le moins discutable. Dans les rhyolites du Palabala, qui par leur composition originelle présentent des analogies avec le granite, la gneissification zadinienne a déjà engendré ou renforcé une perthitisation des phénocristaux primaires. Il existe, surtout en ce qui concerne les feldspaths de la rhyolite et du granite, des convergences d'aspect, parfois troublantes, qui expliquent qu'on ait associé les deux roches dans certaines interprétations antérieures. Il n'est pas exclu d'ailleurs, que la formation du massif de Noqui ait été occasionnée ou simplement facilitée par la présence de ces faciès rhyolitiques.

Le fait qu'en bordure du massif, le granite en voie de constitution ait gardé l'allure gneissique des roches encaissantes, explique qu'on ait pu l'interpréter à la manière de Pereira de Sousa, d'abord comme une leptynite, ensuite comme un orthogneiss schistifié.

La déformation que le granite a dû effectivement subir doit être cherchée en dehors des zones où l'observation est gênée par une structure gneissique héritée. On constate alors que cette déformation se résume à une extinction onduleuse des minéraux qui peut atteindre localement une cataclase modérée.

DONNÉES GÉOCHRONOLOGIQUES

Résultats analytiques.

Les résultats géochronologiques ont été obtenus par la méthode Rb/Sr appliquée à des roches totales et à des minéraux de celles-ci, et par la méthode U/Pb sur le zircon d'une de ces roches.

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). Le spectromètre de masse est un appareil Atlas (modèle CH⁴) muni d'une source pour échantillon solide à simple filament avec multiplicateur d'électrons. Les concentrations et compositions isotopiques du strontium ont été calculées à partir de la même mesure. Le traceur isotopique est enrichi à 82 % en Sr⁸⁴. Les rapports Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ sont calculés en admettant la valeur de 0,1194 pour le rapport Sr⁸⁶/Sr⁸⁸. Nous attribuons aux rapports Rb⁸⁷/Sr⁸⁶ une erreur globale de 2 % qui tient compte des effets de fractionnement. Une erreur de 0,5 % a été attribuée aux rapports Sr⁸⁷/Sr⁸⁶. Le calcul des isochrones a été effectué suivant le programme de D. York (1966) adapté par S. Deutsch à l'ordinateur C.D.C. 604 de l'Université de Bruxelles. Les erreurs attribuées aux âges et aux valeurs des rapports Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ initiaux représentent 2σ.

Le laboratoire destiné à la séparation du plomb et de l'uranium a été muni d'un dispositif destiné à la filtration de l'air. Dans ces conditions, le niveau des contaminations a été réduit d'un facteur 3. Étant donné le caractère très impur des zircons, une purification supplémentaire du plomb sur résine échangeuse d'ions, a précédé l'extraction classique à la dithizone. Compte tenu d'erreurs systématiques possibles, une précision de 0,3 % a été attribuée au rapport Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶. L'erreur statistique seule varie de 0,1 à 0,2 % (σ).

Les résultats analytiques sont rassemblés dans les tableaux I et II.

Le zircon extrait en quantité exceptionnelle de l'échantillon 71.299 a pu être subdivisé magnétiquement en six fractions dont trois ont fait l'objet de mesures : les deux fractions extrêmes A (peu magnétique), B (très magnétique) et une intermédiaire C. Les résultats ont été reportés sur le diagramme « Concordia » (Fig. 1.).

La teneur en plomb commun de ces zircons est élevée et ne permet pas de datation précise. Cette propriété est peu courante et constitue donc un des caractères très particuliers observés en l'occurrence (voir plus haut). Le choix du plomb commun de correction est critique. Nous avons utilisé le plomb commun du feldspath potassique de la même roche.

On peut remarquer que la composition isotopique de ce plomb correspond à un « âge conventionnel » très faible : de 300 à 0 m. a., suivant les constantes utilisées. Compte tenu de l'accumulation possible d'isotopes radiogéniques in situ, cette valeur de l'âge conventionnel n'a pas grande signification.

Les deux fractions les plus magnétiques analysées (B et C), livrent, dans les limites d'erreur des âges concordant à 760 m. a. La fraction A, par contre, fournit des valeurs, presque concordantes également, sensiblement plus élevées (de 900 à 1000 m. a.).

Deux explications sont possibles, compte tenu du peu de précision de ces résultats.

a) Le zircon est âgé de 1000 m. a. ou davantage et a perdu une proportion variable de son plomb il y a 760 m. a. Cette perte a été quasi totale pour les fractions les plus magnétiques.

b) Le zircon s'est formé il y a 760 m. a. La fraction A, et elle seule, contient des zircons plus anciens hérités des roches encaissantes.

Nous ne pouvons pas choisir pour l'instant entre ces deux hypothèses. D'une part, il est logique de supposer que, si des zircons hérités se présentent, ils seront concentrés dans la fraction la moins magnétique (puisque le zircon ordinaire n'est pas magnétique). Par ailleurs, l'examen des concentrés ne révèle pas de différences notables entre ces fractions. On a d'autre part donné plus haut (p.225) les raisons de

TABLEAU I.

Résultats analytiques uranium/plomb sur le zircon de l'échantillon 71.299

	Concentration en ppm.			Composition isotopique du plomb				Ages apparents en millions d'années (1)		
	U	Pb total	Pb Rad	204	206	207	208	207/206	206/238	207/235
Fraction A	781	259,5	120,7	1,3773	100	26,96	61,30	990	920	943
Fraction B	572	196,4	79,4	1,5780	100	29,41	62,42	742	778	768
Fraction C	731	221,4	85,9	1,6721	100	30,85	70,13	776	734	743

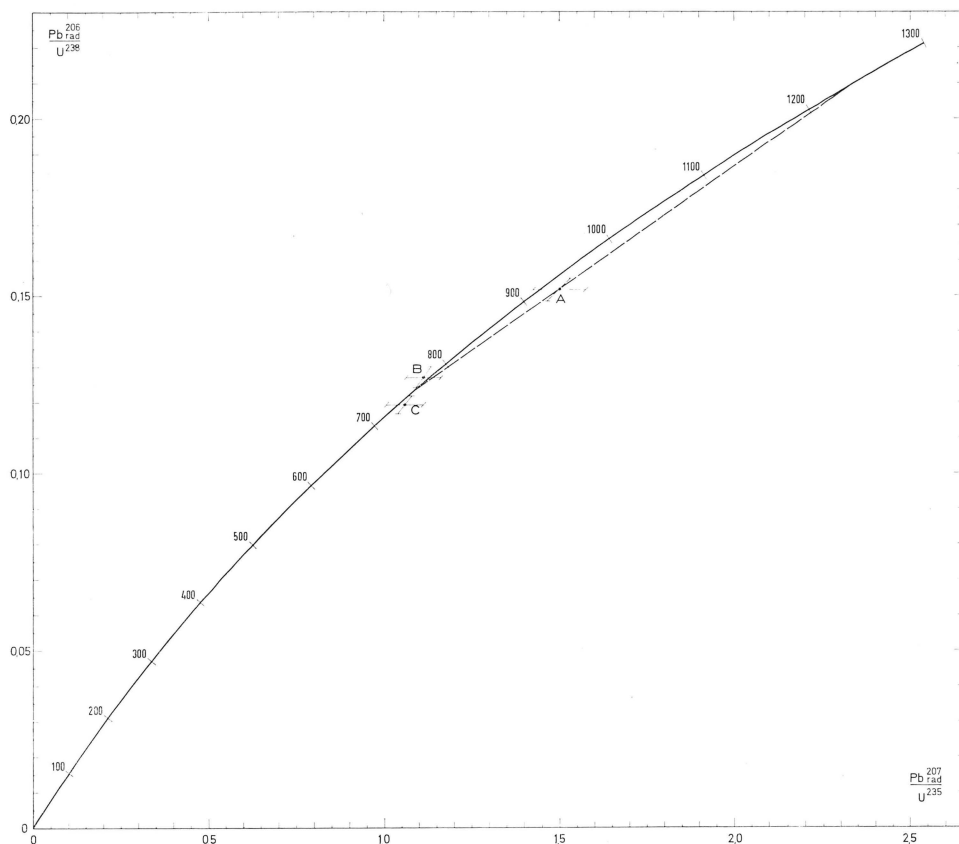
(1) Calculé avec le plomb du feldspath de la roche : 206/204 : 18,60; 207/204 : 15,79; 208/204 : 38,62

 $\lambda U^{238} = 1,537 \times 10^{-10} a^{-1}$, $\lambda U^{235} = 9,72 \times 10^{-10} a^{-1}$, $U^{238}/U^{235} = 137,8$

TABLEAU II.

Résultats analytiques rubidium/strontium

N° R.G.	Nature	Rb ppm.	Sr ppm.	Sr87/Sr86	Rb87/Sr86
71.300	Roche totale	239,2	28,8	1,0614	24,87
»	Feldspath	271,9	14,0	1,3262	59,63
10.504	Roche totale	276,8	15,6	1,2887	54,18
»	Feldspath	388,3	10,1	1,7548	122,4
»	Biotite	1614	18,7	2,9140	303,8
71.299	Roche totale	338,3	10,1	1,3624	64,48
»	Feldspath	474,6	5,84	2,8367	284,3
23.029	Roche totale	270,6	5,88	2,0658	150,9
23.109	Roche totale	475,0	5,34	3,4215	325,0
»	Feldspath	822,6	2,59	17,684	2448
»	Aegyrine	21,68	4,80	1,3793	13,92

Fig. 1. — Diagramme « Concordia » relatif au zircon de l'échantillon 71.299. Seules les erreurs statistiques (2σ) ont été reportées.

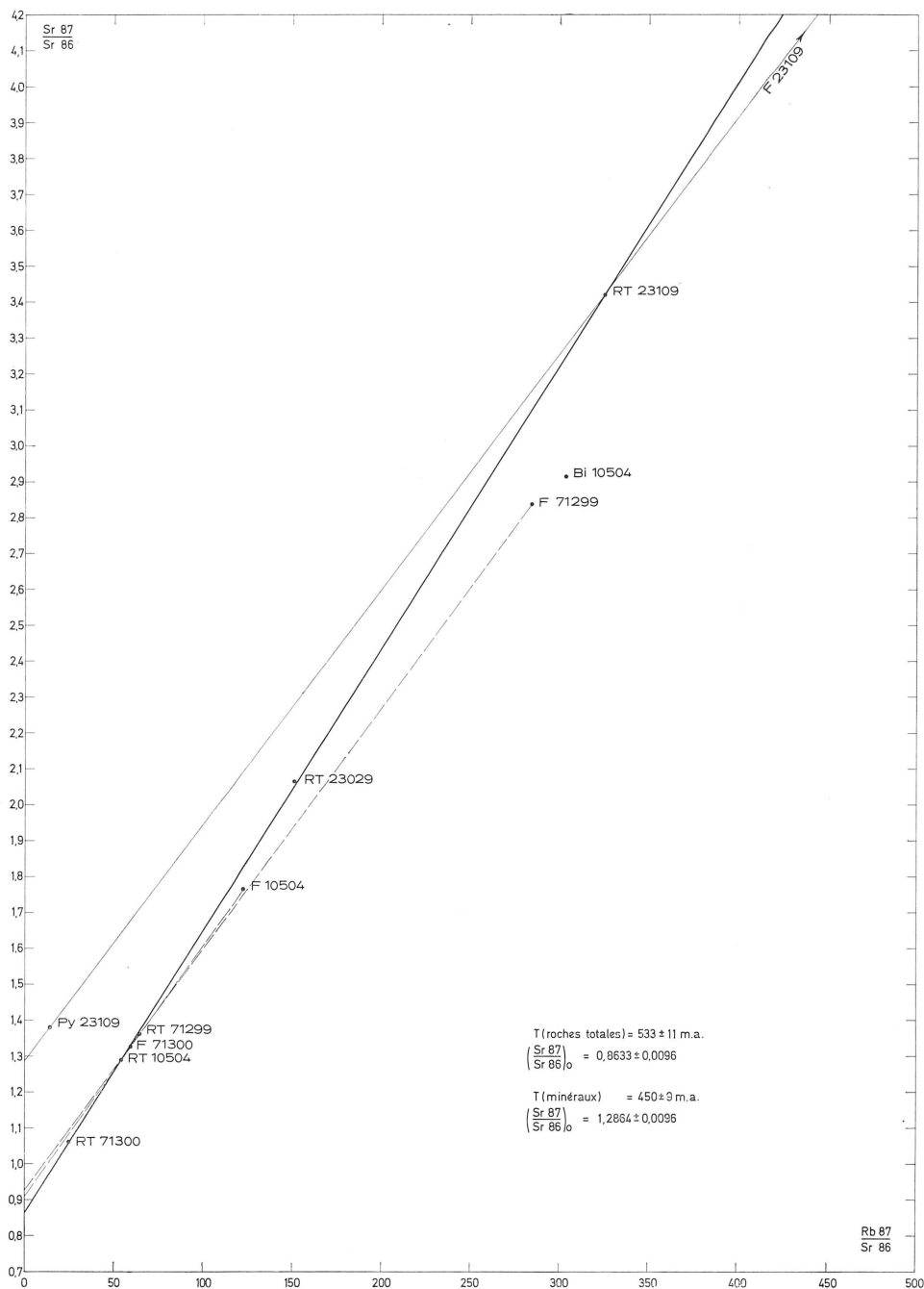


Fig. 2. — Isochrones des roches totales et des minéraux. $\lambda \text{Rb}_{87} = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$

TABLEAU III.

		t. en m. a.	Ri		
71.300	Roche totale } Feldspath } Feldspath }	517	0,8721		
	10.504			Roche totale } Feldspath } Biotite }	473
71.299	Roche totale } Feldspath }	446	0,9107		
	23.109			Roche totale } Aegyrine } Feldspath }	456
Roche totale }		451	1,2864		
Aegyrine } Feldspath }				445	
		453	1,2864		

Isochrone calculée par les cinq roches totales :

$$t = 533 \pm 11 \text{ m. a. } (2\sigma)$$

$$Ri = 0,8633 \pm 0,0096 (2\sigma)$$

Isochrone calculée par les 3 points 23.109 :

$$t = 450 \pm 9 \text{ m. a. } (2\sigma)$$

$$Ri = 1,2864 \pm 0,0096 (2\sigma).$$

$$\lambda \text{ Rb}^{87} = 1,47 \cdot 10^{-11} \cdot a^{-1}$$

penser que le zircon est peu susceptible d'être hérité. Quoiqu'il en soit, on peut conclure que le granite de Noqui est âgé d'au moins 760 m. a.

Cinq échantillons différents par leur composition minéralogique, leur structure et leur position dans le massif (voir description en annexe) ont été datés par la méthode Rb/Sr.

Les points ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$) représentatifs des cinq roches totales se placent sur une isochrone (fig. 2) dont la pente correspond à un âge de 533 ± 11 m. a. et dont le rapport ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$) initial est de $0,8633 \pm 0,0096$ m. a.

Un certain nombre de minéraux appartenant aux roches totales ont également fait l'objet de mesures Rb/Sr.

On constate que le feldspath et l'aegyrine de l'échantillon 23.109, dont la roche totale a le plus haut rapport $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$, constituent avec cette dernière une isochrone de 450 ± 9 m. a. ayant un rapport $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ initial de $1,2864 \pm 0,0096$. Il y a eu entre les minéraux de cette roche une réhomogénéisation du strontium radiogénique apparemment complète.

Dans les autres cas, on a calculé les âges apparents correspondant aux isochrones roches totales — feldspaths (tableau III). Ces âges devraient être les mêmes s'il y avait eu homogénéisation isotopique complète au même moment dans chaque échantillon. En fait, ils s'étagent entre 530 et 450 m. a. Leur valeur est d'autant plus basse que le rapport $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de la roche est plus grand, sans être inférieure cependant à celle constatée pour la biotite d'une des roches (10.504).

Une réhomogénéisation complète se serait opérée il y a environ 450 m. a. pour tous les minéraux des roches ayant un rapport $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ supérieur à 60. Dans les roches de rapport inférieur à 60, le processus de réhomogénéisation aurait été incomplet ou se serait terminé plus tôt, la biotite étant le seul minéral à avoir été entière-

ment ouvert jusqu'à 450 m. a. Dans l'échantillon 71.300, dont le rapport Rb^{87}/Sr^{86} est le plus faible, on peut même considérer qu'il n'y a pas eu d'échange de strontium entre les différents minéraux après 530 m. a. En effet, le point représentatif du feldspath se situe pratiquement sur l'isochrone des roches totales.

On relève par ailleurs qu'à un accroissement du rapport Rb^{87}/Sr^{86} des roches totales correspond un accroissement considérable du rapport $(Rb^{87}/Sr^{86})_F / (Rb^{87}/Sr^{86})_{RT}$. Ces rapports sont respectivement de 2,39, 2,26, 4,39, 7,54, pour les échantillons 71.300, 10.504, 71.299 et 23.109.

Interprétation des résultats.

Les mesures U/Pb ne permettent pas de dater le granite. Elles indiquent cependant que la formation de celui-ci est antérieure à 760 m. a. et pourrait se situer vers 1000 m. a. ou un peu plus tôt.

Les résultats Rb/Sr révèlent et datent avec précision deux événements; l'un à 533 ± 11 m. a. concerne les roches totales, c. à d. le massif dans son ensemble l'autre à 450 ± 9 m. a. affecte les minéraux de ces roches.

Le premier se traduit par une isochrone dont le rapport Sr^{87}/Sr^{86} initial (0,863) est trop élevé pour qu'on puisse l'interpréter comme résultant seulement de l'assimilation des roches du soubassement transformées en granites; il est par ailleurs invraisemblable que la haute valeur du rapport puisse avoir été apportée par le fluide granitisant lui-même. La valeur élevée du rapport initial de l'isochrone de 533 m. a. est donc principalement la conséquence d'un phénomène de réhomogénéisation d'une roche granitique hyperalcaline de rapport Rb/Sr élevé et dont la formation remonte à un âge antérieur. Cet âge ne peut être établi par les résultats acquis par la seule méthode Rb/Sr. On ignore en effet un certain nombre de données nécessaires : on ne connaît pas le rapport Rb/Sr du massif total et notamment l'importance de la participation de la bordure et des enclaves dans le phénomène de réhomogénéisation; on ne sait pas si le massif est resté un système fermé depuis sa formation jusqu'à son homogénéisation isotopique à 533 m. a.; le rapport Sr^{87}/Sr^{86} initial du granite au moment de sa constitution nous est également inconnu.

La facilité avec laquelle le Sr^{87} radiogénique migre hors des roches à rapports Rb/Sr très élevés a été signalée récemment (Bottino, M. L. et al. 1970). Dans le cas du granite de Quincy discuté par les auteurs précités, des échanges ont dû se produire avec les roches encaissantes. En effet, c'est seulement de cette manière qu'on peut expliquer le rapport à l'origine très bas de l'isochrone des roches totales (0,703). Le cas du granite de Noqui est assez différent puisque le rapport à l'origine que l'on observe est assez élevé (0,863). Remarquons cependant, que si le granite est sensiblement plus vieux que 760 m. a. (hypothèse *a*, page 228), ce rapport demeure trop faible si l'on admet en outre que les roches analysées constituent un échantillonnage moyen représentatif de la totalité du massif.

On remarquera que la réhomogénéisation du massif à 533 m. a. s'est faite d'une manière complète bien qu'il s'agisse de roches de nature et de structure différentes (à aegyrine et riebeckite, ou à lépidomélane seul, grossière et massive ou fine et gneissique) et bien qu'elle n'ait été occasionnée par aucune transformation métamorphique ou tectonique décelable pétrographiquement. Il est tout aussi remarquable que les feldspaths rajeunissent aussi facilement que ne le fait dans ce cas et habituellement la biotite, dès qu'ils appartiennent à un milieu très alcalin.

CONCLUSIONS

La formation du granite hyperalcalin de Noqui résulte, dans sa portion affleurante, qui n'est sans doute que la partie externe du massif, de la transformation métasomatique des formations zadinienne et prézadinienne. Cet événement est apparemment atectonique mais son âge, d'au moins 760 m. a. est actuellement impossible à préciser.

Une cataclase modérée est le seul événement pétrographiquement observable qui ait affecté le granite après sa formation. Mais, en plus d'un événement vers 760 m. a., qui pourrait être cependant celui de la formation du granite, l'étude géochronologique met en évidence deux événements ayant marqué la roche : le premier à 533 m. a., a produit une réhomogénéisation isotopique du strontium à l'échelle du massif; le deuxième, à 450 m. a., a engendré une réhomogénéisation à l'échelon des minéraux. Ces deux événements constituent des phases successives de l'évolution du granite au cours du cycle ouest-congolien. Rappelons que les connaissances géologiques et géochronologiques déjà acquises dans le Bas-Congo situent vers 620 m. a. ou un peu plus tôt, l'âge de l'orogénèse ouest-congolienne et à 450 m. a. l'âge de l'ultime stabilisation traduit par l'âge apparent des biotites (Cahen et al., 1963).

Au moment du paroxysme de l'orogénèse ouest-congolienne, dont la région de Boma est sans doute l'ancienne aire géosynclinale, le granite de Noqui devait faire partie du soubassement d'une certaine épaisseur de sédiments ouest-congolien. Il n'a été que faiblement affecté mécaniquement.

Les deux phases de réhomogénéisation qui viennent ensuite sont vraisemblablement les étapes d'une lente remontée de l'ensemble de la région; les âges enregistrés fixeraient, dans ce cas, les moments de l'arrêt de certaines formes de mobilité isotopique à l'intérieur du granite, qui dépendent de sa composition et des conditions thermodynamiques du milieu ambiant.

Du point de vue géochimique, on est porté à voir une relation entre la nature hyperalcaline et la très faible teneur en Sr commun du granite, l'origine métasomatique de sa portion visible, et l'extraordinaire mobilité isotopique du strontium radiogénique qui conduit à des réhomogénéisations d'abord à l'échelle du massif tout entier et puis des minéraux seulement, toujours en l'absence de manifestations métamorphiques ou dynamiques observables.

Indépendamment de l'intérêt qu'elle peut présenter pour la connaissance géologique et géochronologique du Bas-Congo, cette note met en évidence certains aspects de pétrogénèse et de comportement isotopique dans un type particulier de granite. Par ce côté, elle apporte une contribution dans le domaine des recherches entreprises sous la direction de L. Cahen concernant le comportement des granites dans les orogènes superposés et la signification de certaines formes de réhomogénéisation isotopique dans divers types de granite. Plusieurs publications ont traité de problèmes de cet ordre à l'occasion de travaux géochronologiques sur des granites du Congo et de régions voisines (L. Cahen, J. Delhal et S. Deutsch, 1967 et 1971, L. Cahen et al., 1970).

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans le cadre du Centre belge de Géochronologie groupant les Services de Géologie et de Géochimie nucléaires et de Minéralogie-Pétrologie de l'Université Libre de Bruxelles, et le Département de Géologie et de Minéralogie du Musée royal de l'Afrique centrale (Tervuren).

Il a bénéficié d'un subside du Fonds belge de la Recherche scientifique fondamentale collective d'initiative ministérielle. L'un des auteurs (J. Venier) bénéficiait d'une bourse de l'Office belge de Coopération au Développement.

Les auteurs remercient L. Cahen, S. Deutsch et J. Lepersonne qui les ont conseillés et aidés.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BOTTINO, M. L., FULLAGAR, P. D., FAIRBAIRN, H. W., PINSON, W. H. Jr and HURLEY, P. M. (1970). — The Blue Hill igneous complex, Massachusetts : whole rock Rb-Sr open systems. — *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **81**, 12, 3739/3745.
- CAHEN, L. (1948). — Les formations anciennes antérieures à la tillite du Bas-Congo (Le Groupe des Monts de Cristal). — *Bull. Soc. belge Géol.*, **57**, 1, 77-148.
- CAHEN, L., DELHAL, J. et DEUTSCH, S. (1967). — Rubidium-strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran Belt (Central Katanga, Rep. of the Congo). — *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., n° 59.
- CAHEN, L., DELHAL, J., et DEUTSCH, S. (1971). — Nouvelles données sur l'âge et la pétrogenèse des granites post-tectoniques de la chaîne kibarienne, République démocratique du Congo. — *Ann. Soc. géol. Belg.*, **94**, 179-183.
- CAHEN, L., DELHAL, J., DEUTSCH, S., GRÖGLER, N., LEDENT, D. et PASTEELS, P. (1970). — Three contributions to the geochronology and petrogenesis of granitic rocks in the copperbelt of Zambia and southeast Katanga province (Rép. of the Congo). — *Ann. Mus. roy. Afr. centr.*, in-8°, Sc. géol., n° 65.
- 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, 229-269.
- CAHEN, L. et LEPERSONNE, J. (1966a). — Existence de trois orogénèses dans le Précambrien du Bas-Congo. — *C. R. Ac. Sc.*, Paris, **262**, 1181-1184.
- CAHEN, L. et LEPERSONNE, J. (1966b). — Notes sur les formations précambriennes du Bas-Congo antérieures à l'Ouest-congolien. — *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapport ann. 1965, Dépt. Géol. et Min., 38-44.
- CORIN, F. (1947). — Note sur la géologie des environs de Matadi. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **71** 71-75.
- CORIN, F. (1948). — Observations géologiques aux environs de Matadi. — *Bull. Soc. belge Géol.*, **57**, 1, 31-37.
- 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 Géochimie nucléaires. Université Libre de Bruxelles, 168 p.
- HOLMES, A. (1915). — Contribution to the petrology of North-Western Angola. *Geol. Mag.*, VI, **2**, 5, 228-232; 6, 267-272.
- LEPERSONNE, J. (1966). — Discordances dans les formations précambriennes du Bas-Congo. — *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. ann. 1965, Dépt. Géol. et Min., 27-28.
- LEPERSONNE, J. (1969). — Étude photogéologique de la région de Matadi. *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. Ann. 1968. Dépt. Géol. et Min., 26-29.
- MASSAR, Cl. (1966). — Mission géologique au Bas-Congo. *Mus. roy. Afr. centr.*, Rapp. ann. 1965. Dépt. Géol. et Min., 44-47.
- MASSAR, Cl. (1967). — Note sur les formations précambriennes de la région de Matadi Fornasari (Bas-Congo). *Bull. Soc. belge Géol.*, **77**, 3, 337-347.
- MONTENEGRO DE ANDRADE, M. (1952). — Sobre os granitos alcalinos e hipercalcalinos de Angola. *Mém. Not. Mus. e Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, **32**, 31-37.
- MORTELMANS, G. (1948). — Le granite de Noqui et ses phénomènes de contact. *Bull. Soc. belge Géol.*, **57**, 519-540.

- PEREIRA DE SOUSA, F. L. (1913). — Contribution à l'étude pétrographique du Nord d'Angola. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, **157**, 1450-1452.
- PEREIRA DE SOUSA, F. L. (1920). — Contribution à l'étude lithologique de l'intérieur de l'Angola. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, **170**, 238-240.
- PEREIRA DE SOUSA, F. L. (1921). — Sur quelques roches remarquables de l'Angola. — *C. R. Ac. Sc. Paris*, **173**, 777-780.
- QUIN, J. P. (1969). — Les granites alcalins et hyperalcalins du nord-ouest de la Corse. Thèse Fac. Sci. Université de Marseille.
- YORK, D. (1966). — Least squares fitting of a straight line. *Canad. Journ. Phys.*, **44**, 1079-1083.

LOCALISATION ET DESCRIPTION SUCCINCTE DES ÉCHANTILLONS DATÉS

Le numéro précédé de R. G. est celui du répertoire général de la Section de Géologie générale du Musée royal de l'Afrique centrale à Tervuren où les échantillons et la documentation les concernant sont conservés. Le n° R. G. est suivi du nom du récolteur et du n° d'origine.

R. G. 10.504 (L. Cahen, C. 1087), route Noqui-Salvador, Angola; bord occidental du massif.

Granite hyperalcalin à lépidomélane, magnétite, calcite, fluorine (sphène).

R. G. 23.029 (J. Elquine, 28), un peu au nord de la frontière, République démocratique du Congo; partie nord du massif.

Granite hyperalcalin à aegyrine, riebeckite, astrophyllite, (fluorine).

R. G. 23.109 (J. Elquine, 107), entre la frontière et le village de Kingufu, Angola; partie centrale du massif.

Granite hyperalcalin à aegyrine, riebeckite, un peu de lépidomélane, magnétite, zircon.

R. G. 71.299 (L. Cahen, C. 102), village de Loadi, République démocratique du Congo; bord nord du massif.

Granite hyperalcalin à aegyrine, riebeckite, opaque, accessoirement lépidomélane, zircon.

R. G. 71.300 (L. Cahen; C 100), carrière de Kinzau, route de Matadi-Loadi, République démocratique du Congo; bord nord du massif.

Granite fin d'allure gneissique, porphyrique, à aegyrine.

Suivant l'interprétation développée dans le texte, cette roche est probablement une métarhyolite de la formation de Palabala, métasomatisée.