

GEOLOGIE AFRICAINE

Volume en hommage à L. CAHEN

Edité par J. KLERKX et J. MICHOT

AFRICAN GEOLOGY

A volume in honour of L. CAHEN

Edited by J. KLERKX and J. MICHOT

Musée royal de l'Afrique centrale - Tervuren
1984

GRANITOIDES KIBARIENS PRECOCES ET TECTONIQUE TANGENTIELLE AU BURUNDI : MAGMATISME BIMODAL LIE A UNE DISTENSION CRUSTALE

EARLY KIBARAN GRANITOIDES AND HORIZONTAL TECTONICS IN BURUNDI : BIMODAL MAGMATISM ASSOCIATED TO CRUSTAL EXTENSION

J. Klerkx, J. Lavreau, J.-P. Liégeois et K. Theunissen

ABSTRACT

In Burundi, bimodal magmatism, mainly intrusive, characterizes the early evolution of the Kibaran belt. It is associated with an horizontal deformation. A pre- or early-kinematic magmatism produces large plutons of moderately peraluminous biotite granite. Two micas, distinctly peraluminous synkinematic granites are however most abundant. They form smaller and elongated units, sometimes intruded as sheets. The early tectonic magmatism started around 1350 Ma whereas the syntectonic granites were emplaced around 1260 Ma. All granites have a common origin in the lower crust and they have been strongly contaminated near their zone of emplacement.

The deformation which is associated with granite emplacement consists in a regional foliation related to crustal extension; compressional features sometimes apperanted to thin skinned thrusting are observed near the granite intrusions and are interpreted as the consequence of the differential movement between intruding granites and intercalated metasediments.

All these phenomena are considered to result from a slow and continuous lithospheric extension. Stretching and thinning of the lithosphere are accompanied by the generation of mafic magmas which accumulated at the base of the crust where they provoked the fusion of crustal rocks. Fracturing of the crust is limited by this process of slow extension which imposes an intrusive magmatism and important interactions with the rocks of the upper crust. As continental rupture failed, the Kibaran tectogen developed entirely in a continental environment.

RESUME

Au Burundi, l'évolution précoce de la chaîne kibarienne est caractérisée par un magmatisme bimodal essentiellement intrusif et par une déformation tangentielle. Le magmatisme précinématique est représenté par de gros plutons essentiellement composés de granite à biotite à caractère peralumineux modéré. Les granites syncinématiques, les plus abondants, sont à deux micas, en plus petites unités, parfois en lames, et montrent un caractère peralumineux très prononcé. Une étude géochronologique montre que le magmatisme a débuté vers 1350 Ma (pré-tectonique à tectonique précoce) et s'est poursuivi jusque vers 1260 Ma (syntectonique).

Tous ces granites possèdent une origine commune dans la croûte inférieure et témoignent d'une assimilation pouvant être importante lors de leur mise en place.

Les déformations qui accompagnent la mise en place des granites s'expriment par une foliation régionale qui est mise en relation avec une distension de la croûte; des structures de compression

parfois analogues au «thin skinned thrusting» s'observent au voisinage des intrusions granitiques et sont liées à l'entraînement des métasédiments intercalés entre les injections granitiques.

Tous ces phénomènes sont mis en relation avec une phase de distension lithosphérique lente et continue. Cet étirement et amincissement de la lithosphère s'accompagnent de la genèse de magmas basiques mantelliques qui intrudent la base de la croûte où ils provoquent la fusion de roches crustales. Le caractère lent de la distension provoque peu de fractures et impose donc un magmatisme essentiellement intrusif avec une interaction avec la croûte continentale supérieure. Cette distension n'a pas été jusqu'à la rupture continentale (contrairement à la chaîne de Lurio au Mozambique) et le tectogène kibarien au Burundi s'est donc développé entièrement en milieu intracontinental.

INTRODUCTION

La chaîne kibarienne forme un orogène linéaire qui s'étend depuis le Shaba (Zaïre) à travers le Sud-Kivu, la Tanzanie, le Burundi, le Rwanda pour se prolonger en Ouganda et au Nord-Kivu (Zaïre). Dirigée SW-NE depuis le Shaba, elle prend, au Burundi et plus au nord, une direction NW-SE. Le Burundi forme donc le coeur de la courbure de la chaîne kibarienne avec une orientation structurale prédominante NE-SW dans la partie sud et orientale du pays, et NW-SE dans la partie nord-occidentale (fig. 1).

La chaîne kibarienne est limitée à l'est par les sédiments horizontaux peu ou pas déformés du Malagarasien (Bukoban en Tanzanie, Protérozoïque supérieur) (Waleffe, 1965), bordant le craton archéen de Tanzanie. La portion de la chaîne kibarienne exposée au Burundi n'est donc pas éloignée de l'avant-pays situé à l'est.

Du point de vue lithologique, le segment exposé au Burundi est représentatif de la portion de la chaîne qui se prolonge en Tanzanie, au Rwanda et en Ouganda. L'épaisseur des sédiments est de l'ordre de 8 à 10 km. La partie orientale, proche de l'avant-pays, est constituée en grande partie de sédiments arénacés, très peu métamorphiques; les intrusions granitiques y sont peu fréquentes. Par contre, cette bordure orientale est jalonnée d'intrusions basiques et ultrabasiques alignées parallèlement à la direction générale du plissement et se poursuivent en Tanzanie jusqu'au Lac Victoria. A l'ouest du pays, les sédiments deviennent progressivement plus pélitiques, le métamorphisme s'y accentue atteignant fréquemment le faciès amphibolite. Les intrusions granitiques y sont très abondantes formant d'importants complexes granitoïdes associés à des roches basiques; elles se mettent en

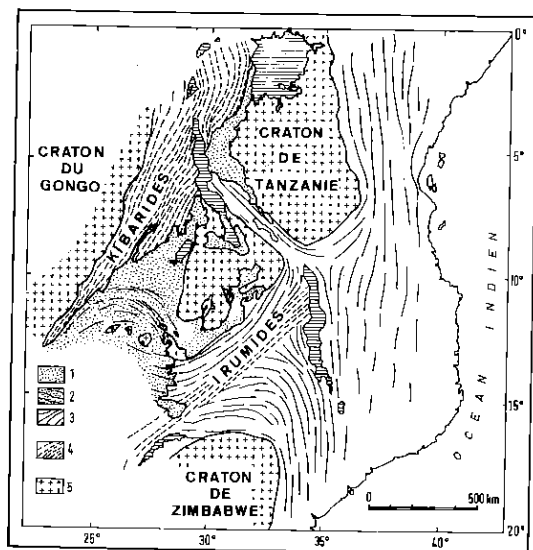


Fig. 1.- Situation de la chaîne kibarienne dans le Précambrien de l'Afrique orientale.

1. Précambrien supérieur tabulaire; 2. Précambrien supérieur plissé; 3. Formations antérieures au Précambrien supérieur affectées par les événements pan-africains; 4. Kibarides et Iru-mides; 5. Zones cratonisées depuis au moins 1800 Ma (modifié d'après Cahen et Snelling, 1984).

place dans les métasédiments pélitico-arénacés de la partie inférieure du Burundien (fig. 2).

L'objectif de cette note est l'étude du mode de mise en place, de la géochronologie et de la pétrogenèse des différentes intrusions granitoïdes lors de la phase tectonique kibarienne la plus précoce. Celle-ci consiste en un décollement de la couverture burundienne de son socle en liaison avec une

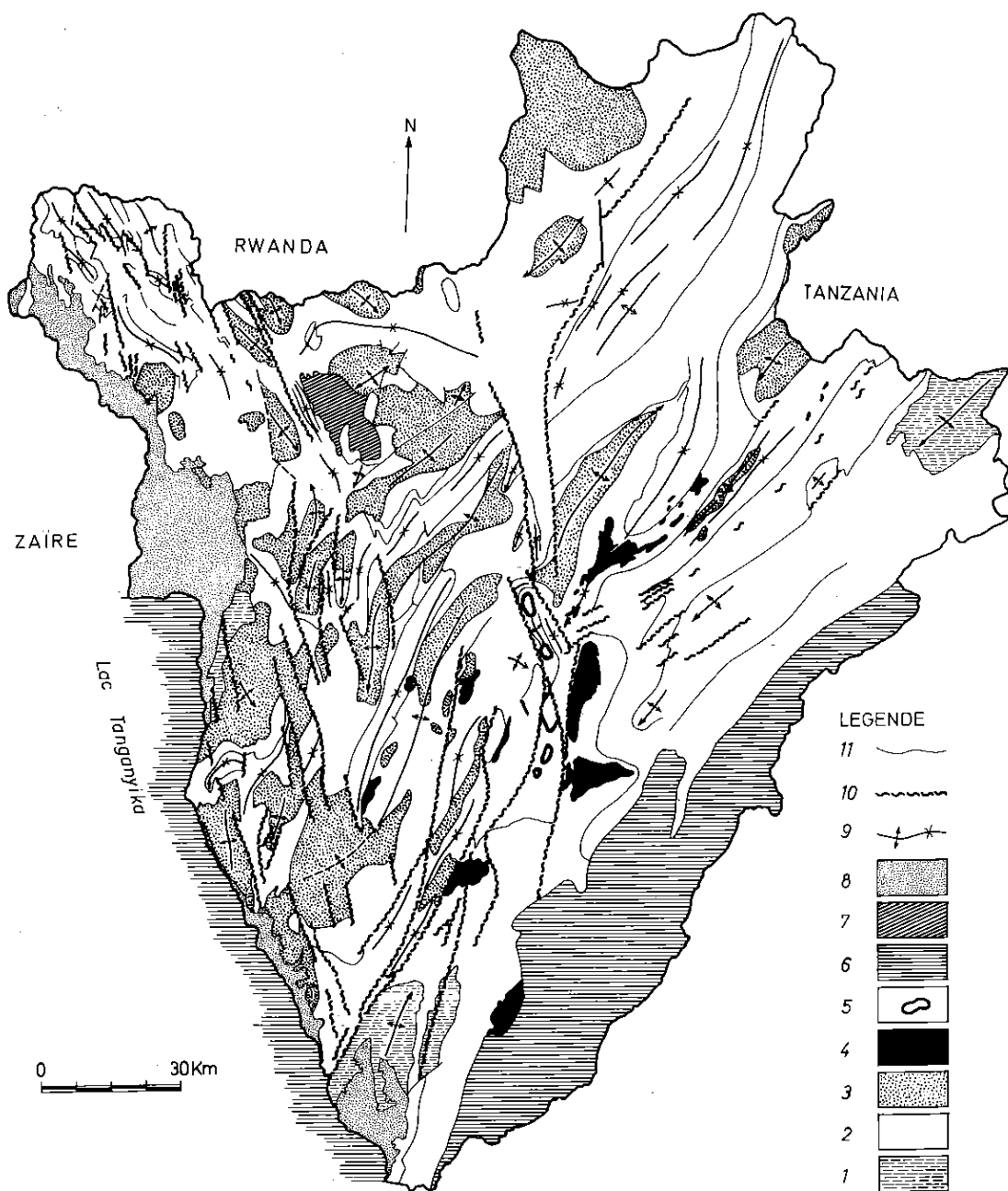


Fig. 2.- Structures majeures de la chaîne kibarienne au Burundi.

1. Archéen; 2. métasédiments burundiens; 3. granitoides kibariens; 4. intrusions basiques et ultrabasiqes; 5. intrusions alcalines tardi-kibariennes; 6. sédiments malagarasiens (post-kibariens); 7. complexe alcalin post-kibarien; 8. Cénozoïque; 9. axes principaux des structures en plis redressés (D2); 10. cisaillements tardi-kibariens; 11. limites stratigraphiques et lignes structurales.

déformation tangentielle des sédiments burundiens et interprétée comme une phase de distension se déroulant de 1350 à 1260 Ma. Le magmatisme basaltique qui accompagne la distension lithosphérique, serait à l'origine de la genèse des magmas granitiques : s'injectant à la base de la croûte lors d'une extension lente de celle-ci, les magmas basiques y ont provoqué, par apport de chaleur, des phénomènes de fusion partielle générant des liquides granitiques.

LA NATURE DES INTRUSIONS GRANITOÏDES

Les granitoïdes qui se sont mis en place pendant ou avant la phase tectonique kibarienne précoce se concentrent dans l'ouest du pays où ils prédominent sur les métasédiments; ces intrusions sont moins fréquentes dans les parties centrale et orientale du pays où elles présentent parfois l'aspect de «mantled gneiss domes».

Deux générations de roches granitiques peuvent être distinguées : une première génération de gneiss granitiques (type Gr1) ¹ est représentée par des granites à biotite tectonisés à des degrés variables suivant les régions et qui se présentent souvent sous l'aspect de mylonites voire même de phyllonites. Ces granites forment des massifs batholitiques relativement homogènes dont les relations avec l'encaissant sont difficilement déterminables par manque d'affleurements. L'intensité de la déformation qu'ils ont subi au cours de cette phase tectonique, permet de considérer qu'ils sont apparus au plus tard à un stade précoce de la déformation.

La deuxième génération (Gr2) est beaucoup plus abondante; elle forme de grands complexes d'apparence hétérogène mais comprenant des roches dont la composition est voisine. Ce sont toujours des granites à deux micas à texture très variable. Dans un même ensemble se rencontrent des gneiss granitiques parfois mylonitiques comme

des granites à texture magmatique marquée par l'alignement parallèle des phénocristaux de feldspath. Quelle que soit son origine, cette orientation reste constamment parallèle et concordante avec le litage et la schistosité des roches métasédimentaires adjacentes. A certains endroits ces intrusions granitiques se mettent en place en masses tabulaires concordantes avec les couches sédimentaires encaissantes.

Cette variabilité de textures constamment parallèles dans ces granitoïdes de composition voisine suggère que leur mise en place s'est déroulée au cours d'épisodes successifs d'une phase de déformation tangentielle.

Des roches basiques sont toujours associées aux granites Gr2 : il s'agit d'amphibolites ou de gabbros à amphibole se présentant parfois en sills concordants aux intrusions granitiques. Par endroits des trondjémites et des tonalites sont associées aux amphibolites.

La présence d'enclaves métasédimentaires principalement quartzitiques constitue un caractère commun des granitoïdes Gr2. Certains granites contiennent même des lentilles décimétriques parallèles de métaquartzites indiquant une digestion incomplète des sédiments dans lesquels ces granites se sont injectés. Par contre, les dômes granitiques isolés de la partie est présentent un aspect plus homogène, se caractérisant surtout par une texture gneissique ou une foliation homogène à l'échelle du massif.

PETROGRAPHIE DES ROCHES GRANITOÏDES

Les roches de la génération Gr1 sont des granites associés en proportion moindre à des granodiorites. En général grossièrement grenues, à grands cristaux de microcline et à plagioclase nettement zonés, ces roches se marquent par des teneurs parfois fortes en biotite et par l'abondance de minéraux accessoires : sphène, apatite et zircon.

Des roches granodioritiques peuvent se rencontrer en enclaves dans les granites; elles sont souvent plus finement grenues, d'aspect porphyrique et marquées par des teneurs plus élevées en biotite. La texture magmatique est souvent effacée par une cataclase qui peut se limiter à une granulation des cristaux, mais atteint souvent le stade de la

¹ La subdivision et la typologie des granites qui sont décrits ici, sont basées sur des observations de terrain effectuées au Burundi et diffèrent donc de celles qui ont été proposées antérieurement pour le Shaba et pour la partie septentrionale de la chaîne (Cahen *et al.*, 1967, 1972; Gérards et Ledent, 1976).

mylonitisation. Des phénoclastes de feldspath s'y trouvent contournés par des lits quartzo-micacés dont la muscovite est un constituant important. Celle-ci n'apparaît que rarement comme minéral magmatique primaire.

Les granites de la génération Gr2 présentent une minéralogie fort homogène bien qu'ils puissent, comme les Gr1, avoir des textures très variables. Ils contiennent souvent de grands et nombreux cristaux de feldspath K, sont assez leucocrates et toujours riches en muscovite avec des proportions variables de biotite. La muscovite apparaît toujours en paillettes allongées, orientées parallèlement; elle dessine la texture orientée et est intimement associée à des paillettes de biotite de même taille. Elle résulterait d'une cristallisation magmatique.

La texture plano-linéaire d'orientation constante se rencontre dans les granites Gr2 sous différents aspects : parfois elle s'exprime uniquement par l'orientation parallèle des feldspaths mais plus généralement elle se marque par une foliation dessinée par les micas; localement elle est soulignée par des plans discrets et parallèles de mylonitisation.

Le feldspath K, bien que présentant macroscopiquement une forme automorphe, apparaît au microscope comme un amas de plages isométriques, à orientations optiques voisines, provenant du morcèlement cataclastique des phénocristaux. Autour de ces phénocristaux morcelés, quartz et plagioclase dessinent des agrégats allongés en grandes plages. Le morcèlement des phénocristaux de feldspath K résulterait plutôt d'une protoclaste qui se serait produite avant la cristallisation finale de l'agrégat quartzo-feldspathique que d'une cataclase ultérieure. Cependant, une cataclase tardive affecte nettement certaines roches, conséquence d'une mylonitisation provoquant une granulation de l'agrégat quartzo-feldspathique et une recristallisation de la roche avec néoformation d'une proportion importante de muscovite.

Nous interprétons les différents aspects que prend la texture de ces roches de composition minéralogique semblable comme l'effet d'un mouvement tangentiel qui persiste durant la mise en place d'intrusions granitiques successives.

Beaucoup de ces granites contiennent de minces et nombreuses lentilles de quartz jointe à une distribution hétérogène de la biotite. Ces caractéristiques peuvent être rapportées à la contamination

du magma granitique par des sédiments pélitico-arenacés. Ces lentilles de quartz n'apparaissant qu'à certains endroits des complexes granitiques, sont toujours orientées parallèlement; elles seraient des restites de sédiments riches en quartz, imparfaitement incorporés *in situ* par le magma granitique.

LES RELATIONS ENTRE LA MISE EN PLACE DES GRANITES PRECOCES ET LA TECTONIQUE KIBARIENNE

Trois phases de déformation successives appartenant à la tectonique kibarienne ont été mises en évidence à l'échelle du Burundi (Theunissen, 1984) :

- une première phase (D1) consiste essentiellement en une foliation traduisant une déformation tangentielle qui s'observe surtout dans la partie occidentale du pays riche en intrusions granitoïdes précoces;
- une deuxième phase (D2) forme des plis cylindriques à plans axiaux redressés; elle se présente sous forme de structures régulières dans le domaine sédimentaire de l'est du Burundi et détermine l'allure physiographique majeure de la chaîne avec des directions préférentielles NE-SW;
- une troisième phase (D2') se traduit par un cisaillement transverse à D2 affectant dans la partie est, des zones étroites et continues, orientées NE-SW; vers l'ouest, son intensité augmente et elle y impose, surtout dans la région nord-occidentale, des structures orientées NW-SE.

Il ne sera traité ici que des caractères principaux des structures associées à la phase de déformation D1 et plus particulièrement des relations entre ces structures et les granitoïdes précoces.

Les déformations associées à D1 en dehors du contexte granitique

En dehors de toute intrusion granitique, une schistosité parallèle au litage sédimentaire ne se manifeste de façon nette qu'au voisinage de la zone de contact tectonique entre la base du Burundien et son socle archéen. Une bande de mylonites concordantes au contact se développe dans le socle rétro-morphosé. Il s'agit d'une déformation tangentielle locale mais intense.

Au voisinage des intrusions granitoïdes (Gr 2) de l'est du pays, le développement de la schistosité S1 s'intensifie. Elle est particulièrement bien développée dans les enveloppes métasédimentaires, es-

sentiellement phylliteuses, autour des noyaux de granitoïdes. Des plis de style décrochant sont sporadiquement associés au développement de cette schistosité qui s'oriente parallèlement au contact intrusif et au litage sédimentaire. A l'intérieur des intrusions, une foliation concordante au contact peut également résulter de la déformation D1.

Les déformations D1 au sein des complexes granitoïdes

Des structures plus complexes s'observent dans la région occidentale du pays où des intercalations sédimentaires sont comprises entre les nombreuses intrusions granitiques de nature diverse. Toutes ces roches se présentent avec des contacts concordants; la schistosité parallèle à ces contacts est omniprésente et s'exprime avec des intensités variables. Elle est en parfaite continuité avec la foliation, souvent magmatique, qui se développe dans les granites qui intrudent ces métasédiments.

A la schistosité S1 sont associés localement des plis centimétriques, soit intrafoliaux, soit des plis non-cylindriques, souvent très étirés. Ces plis se marquent surtout dans les bancs de métaquartzites extrêmement foliés qui se présentent sous forme de reliques au sein des intrusions granitiques.

L'allure de ces plis ainsi que les éléments structuraux accompagnant ces structures témoignent d'une déformation à intensité variable en relation étroite avec la mise en place des granites. Cette tectonique de compression locale peut être expliquée par des mouvements tangentiels différentiels entre les intrusions granitiques et les ensembles métasédimentaires intercalés.

Effectivement, ces mouvements peuvent provoquer des structures totalement différentes, éventuellement dans des niveaux adjacents; 1) une foliation mylonitique, témoignant d'un déplacement local; 2) des plis d'entraînement; 3) des plis intrafoliaux très asymétriques, étirés et non cylindriques.

Ces mouvements différentiels peuvent être attribués à une déstabilisation des couches sédimentaires, à caractères rhéologiques variables, lors de l'intrusion de lames de granite successives, le phénomène intrusif s'étalant d'ailleurs sur une longue période de temps.

Sporadiquement s'observent aussi des structures apparentées à des «thin skinned thrusts». Ce mécanisme de chevauchement ne s'observe pas dans la couverture métasédimentaire où se développent

des plis asymétriques (fig. 3). Ces structures sont trop rares pour en déduire avec certitude une conclusion quant au sens du transport tectonique; dans deux cas précis, toutefois, le sens du mouvement, déduit de la vergence des plis sur la rampe, indiquerait un transport en sens opposé, vers le sud-est d'une part, vers l'ouest d'autre part. Il ne nous paraît pas exclu que de telles structures de chevauchement puissent être associées au mécanisme de mise en place des granites sans qu'il n'y ait de contrainte tectonique régionale. Il est en effet remarquable que les déformations liées à la phase D1 n'apparaissent qu'en association avec des intrusions granitiques et qu'elles s'amortissent très rapidement en s'écartant de celles-ci.

La déformation D1 apparaît par conséquent comme une phase tectonique tangentielle non liée à une déformation en plis couchés, mais plutôt à un mouvement de décollement à proximité du contact entre le socle archéen et la couverture ainsi qu'à différents niveaux du Burundien inférieur et moyen. Au voisinage des intrusions granitiques, une tectonique plus complexe se produit suite à l'entraînement des métasédiments par les granites mis en place lors de cette phase de décollement. La tectonique de compression se limite toutefois à ces zones granitiques et revêt donc un caractère local.

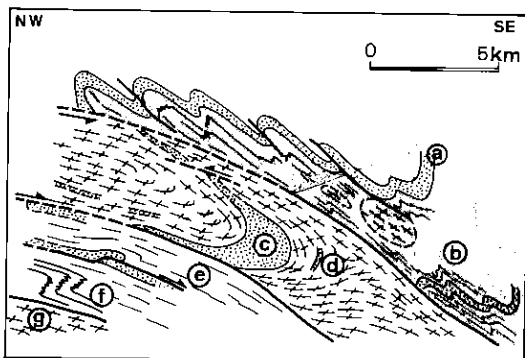


Fig. 3.- Plissements associés aux intrusions granito-gneissiques (coupe au sud de Bujumbura).

a. Plissement par entraînement dans les sédiments de la couverture. Déversement vers le NW; b. petites intrusions granitiques isolées dans la couverture; c. métaquartzites isolés dans les granites Gr2; plis en fuseau; d. restes de métasédiments dans les granites Gr2; e. «thin skinned thrust» dans un complexe de gneiss migmatitiques (anté-kibariens ?) et de métaquartzites; f. charnière de plis couchés dans même complexe que e; g. granitoïde Gr2.

L'AGE DES INTRUSIONS GRANITIKES

La chaîne kibarienne est sans aucun doute plus jeune que 2000 Ma, tandis que des intrusions granitiques post-kibariennes sont datées autour de 950 Ma (Cahen *et al.*, 1984).

Les datations mentionnées dans cette étude ont été réalisées à l'aide de la méthode Rb/Sr¹ sur roches totales complétée par une mesure U/Pb sur zircon (Ledent, 1979).

Les études géochronologiques antérieures relatives au Burundi sont peu nombreuses et l'interprétation des relations d'âges entre les différentes unités reposait essentiellement sur les données plus abondantes du Shaba, du Rwanda et de l'Ouganda (pour une vue d'ensemble voir Cahen *et al.*, 1984). Les études pétrographiques et les premiers travaux de terrain amenèrent à proposer, au Shaba, une classification des diverses phases magmatiques (Cahen *et al.*, 1967; Gérard et Ledent, 1970; Vernon-Chamberlain et Snelling, 1972; Cahen *et al.*, 1972) en granites A précoces (adamellites porphyroïdes à biotite cataclasées) et en granites B (adamellites orientées) syntectoniques, correspondant respectivement aux granites Gr1 et Gr2 au Rwanda, cependant qu'un passage continu entre les termes extrêmes rendait fréquemment délicat l'établissement de la géochronologie. Néanmoins, les âges fiables maximum et minimum obtenus sur ces granites précoces étaient d'une part un âge combiné sur Gatsibo et Gitarama (Rwanda) de 1366 ± 32 Ma, (6 RT, $R_i = 0,7046 \pm 0,0021$, MSWD = 0,3), et d'autre part celui des granites d'arenas donnant en Ouganda un âge de 1289 ± 31 Ma (16 RT, $R_i = 0,7172 \pm 0,0029$, MSWD = 3,2) (Vernon-Chamberlain et Snelling, 1972, recalculé). Des travaux préliminaires amenèrent Theunissen et Klerkx (1980) à suggérer que les granites précoces (± 1350 Ma) s'étaient mis en place après une phase F1 et avant la phase de plissement majeure F2. Cette réinterprétation a été adoptée par Cahen et Theunissen (1980) et reprise dans Cahen *et al.* (1984).

¹ Les données analytiques sont fournies au tableau 1. La composition isotopique du Sr a été mesurée sur les spectromètres de masse VARIAN TH5 et VARIAN MAT 260 du Centre belge de Géochronologie après séparation du Sr sur résine échangeuse d'ions. Les âges sont calculés avec $^{87}\text{Rb} = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ par la méthode de Williamson (1968). Les erreurs sur les âges et les rapports initiaux sont donnés au niveau 2 σ m (95%).

Les données nouvelles s'appuient sur un travail de terrain détaillé qui a permis de distinguer différents massifs granitiques en fonction de leurs relations avec les phases tectoniques successives; les granites précoces sont à présent subdivisés en deux familles (Gr1 et Gr2) suivant qu'ils sont antérieurs ou contemporains de la phase tectonique tangentielle D1. La complexité des phénomènes qui accompagnent la phase D1 nous conduit à situer ses limites inférieure et supérieure en se basant sur du matériel ayant subi une histoire simple : ce sont d'une part les volcanites rhyodacitiques de Cankuzo intercalées à la base des sédiments burundiens dans l'est du pays, région où la tectonique D1 et le métamorphisme sont réduits (Theunissen, 1984) et d'autre part les granites de Kiganda-Giheta, qui se sont mis en place durant la phase tectonique D2, et qui représentent ainsi la première phase magmatique post-D1.

L'isochrone des *volcanites de Cankuzo* fournit un âge de 1353 ± 46 Ma (7 RT, $R_i = 0,7074 \pm 0,0076$, MSWD = 3,5) (fig. 4a).

Cet âge correspond vraisemblablement à la diagenèse ou au léger métamorphisme subi par ces roches peu après leur extrusion. Il s'agit en effet de tufs et de tuffites dont le degré de métamorphisme n'a pas dépassé le faciès schistes verts supérieur.

Ceci indiquerait par conséquent que la sédimentation burundienne a débuté aux alentours de 1400 Ma.

L'isochrone du *granite de Kiganda* donne un âge de 1185 ± 59 Ma (7 RT, $R_i = 0,733 \pm 0,010$, MSWD = 0,8) (fig. 4b). Le magmatisme précoce (Gr1) et syncinématique (Gr2) kibarien, en relation avec la phase tectonique D1, s'est donc déroulé entre ces deux événements. L'âge de 1185 ± 59 Ma du granite de Kiganda (syn-D2) fournit l'âge de la tectonique principale D2 et constitue une limite jeune pour la fin de la sédimentation burundienne puisque la partie supérieure du Burundien est elle aussi affectée par la tectonique D2.

L'âge du groupe granitique Gr2

Les granites appartenant à ce groupe, qui sont syncinématiques de la déformation D1, se caractérisent par la présence de deux micas et par un habitus concordant de l'encaissant. L'incorporation de métasédiments dans le liquide granitique a dû être importante, ce qui rend malaisé une étude géochronologique, le rapport initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) pouvant varier d'un échantillon à l'autre. Un premier ensem-

Tableau 1. - Données Rb-Sr.

Massifs	Ech.	Rb	Sr	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2σ m)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	
1. Cankuzo	84.930	80,4	25,8	$0,8793 \pm 4$	9,17	
	139.620 A	184	22,4	$1,1806 \pm 4$	24,87	
	139.620 B	123	19,9	$1,0828 \pm 4$	18,55	
	139.627	117	8,2 *	$1,5862 \pm 4$	45,17	
	84.934	80,2	27,6	$0,87295 \pm 5$	8,55	
	139.625	82,5	20,2	$0,93495 \pm 4$	12,09	
	145.877	82,9	31,9	$0,86162 \pm 3$	7,63	
	2. Rumeza	63.855	219	82,6	$0,8584 \pm 3$	7,9
63.865		409	61,3	$1,1087 \pm 3$	20,07	
118.072		239	144	$0,80311 \pm 4$	4,85	
124.950 A		292	76,4	$0,9273 \pm 5$	11,30	
124.950 B		273	75,5	$0,91727 \pm 5$	10,68	
132.236		340	66,3	$0,99448 \pm 5$	15,26	
FM 635		285	91,0	$0,88514 \pm 15$	9,22	
150.603		212	124	$0,81483 \pm 3$	5,22	
150.706		302	70	$0,94646 \pm 4$	12,78	
150.981		246	131	$0,81951 \pm 8$	5,49	
151.006		318	56,1	$0,96596 \pm 6$	16,85	
151.007		265	96,2	$0,85545 \pm 4$	8,10	
151.008		232	61,1	$0,82263 \pm 3$	11,70	
3. Kayanza		134.282	311	62,5	$0,9567 \pm 3$	14,75
		134.330	288	44,5	$1,0897 \pm 5$	19,43
	134.358	360	58,5	$1,0631 \pm 3$	18,43	
	134.373	434	73,8	$0,9844 \pm 4$	17,59	
	134.374	230	113	$0,8367 \pm 4$	5,97	
	134.389	305	82,2	$0,9397 \pm 4$	10,98	
	134.392	295	83,1	$0,9238 \pm 5$	10,49	
	134.721	334	60,6	$0,9542 \pm 5$	16,32	
	135.183	226	25,9	$0,9567 \pm 5$	25,87	
	135.193	321	56,1	$0,9632 \pm 4$	16,97	
	135.194	165	208	$0,7655 \pm 3$	2,31	
	135.336	236	154	$0,8030 \pm 5$	4,48	
	135.597	350	66,6	$1,0064 \pm 5$	15,30	
	4. Muramba	144.844	336	108	$0,88461 \pm 5$	9,16
		144.873	419	49,6	$1,18909 \pm 8$	25,60
144.875		391	63,7	$1,00172 \pm 3$	18,27	
144.876		351	73,5	$0,97178 \pm 5$	14,18	
144.879		397	60,3	$1,06189 \pm 6$	19,72	
144.880		416	48,5	$1,12228 \pm 4$	17,95	
144.881		358	59,7	$1,05676 \pm 5$	17,95	

Tableau 1 (suite)

5. Akanyaru	FM 452	464	99,8	0,91544 ± 3	13,73
	FM 548 A	211	49,9	0,93910 ± 4	12,51
	FM 549	207	78,7	0,87255 ± 5	7,74
	FM 549 E	174	58,6	0,86591 ± 3	8,73
	FM 550 B	178	172	0,77436 ± 8	3,01
	FM 553	291	116	0,84739 ± 4	7,36
	FM 558	348	83,0	0,95213 ± 6	12,42
	FM 565 B	238	114	0,83343 ± 9	6,12
6. Kiganda	71.783	413	51,9	1,14755 ± 16	24,03
	71.779	334	64,4	0,99274 ± 6	15,42
	71.757	313	77,8	0,93861 ± 9	11,91
	71.758	316	97,3	0,89375 ± 4	9,57
	71.759	390	63,4	1,03788 ± 10	18,38
	71.760	272	92,8	0,88043 ± 4	8,63
	71.761	331	86,6	0,92791 ± 6	11,30

Concentrations Rb et Sr déterminées par fluorescence X (C. Léger, MRAC), sauf (*) par dilution isotopique. Rapports isotopiques mesurés sur spectromètres de masse VARIAN MAT 260 et (°) VARIAN TH5. Les erreurs sur les rapports Rb/Sr et $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ sont de 2%. Standard NBS 987 : $0,710235 \pm 0,000026$. Normalisation pour $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$.

ble a été analysé antérieurement (*granito-gneiss du Lac-Mutumba-Mugere*; Liégeois *et al.*, 1982) et a donné un âge de 1261 ± 25 Ma (16 RT, $R_i = 0,7187 \pm 0,0014$, MSWD = 2,2), valeurs très proches de celles des «arena» granites de Vernon-Chamberlain et Snelling (1972). Les granitoïdes du Lac-Mutumba-Mugere montrent de plus les effets de la tectonique N-S pan-africaine (<>700 Ma).

Un deuxième ensemble, le *granite de Muramba*, dans l'est du pays, détermine une isochrone aux caractéristiques comparables : 1279 ± 65 Ma (5 RT, $R_i = 0,716 \pm 0,013$, MSWD = 2,9 (fig. 4c). Un troisième ensemble, constitué par les *granitoïdes de l'Akanyaru* (Nord-Burundi), ne définit qu'une isochrone mais ses paramètres sont voisins de ceux des deux isochrones précédentes : 1272 ± 41 Ma (7 RT, $R_i = 0,7194 \pm 0,0034$, MSWD = 9,2) (fig. 4d).

Les granitoïdes syntectoniques D1 permettent donc malgré les interactions avec l'encaissant et malgré le nombre important d'échantillons affectés par les réhomogénéisations partielles dues à la phase pan-africaine, de placer la fin de la tectonique tangentielle vers 1260 ± 25 Ma.

L'âge du groupe granitique Gr1

Les granites de ce groupe, pré-D1 ou D1 précocé, sont essentiellement des granites à biotite souvent fortement cataclasés et parfois mylonitiques (type Rumeza). Ce groupe comporte également d'importants complexes de granites à deux micas (type Kayanza). Deux fractions de zircon du *granite de Rumeza* (appelé également Nyamurungu) ont été analysés antérieurement (Ledent, 1979), indiquant que ce granite s'est mis en place au plus tard vers 1325 Ma ($t_{207/206} = 1335$ Ma et 1310 Ma). Par contre, une isochrone Rb-Sr fournit un âge plus jeune correspondant à la fin de la phase D1 : 1268 ± 44 Ma (9 RT, $R_i = 0,7192 \pm 0,0046$, 9 RT, MSWD = 2,4) (fig. 4e). Ce granite, mis en place avant 1325 Ma, a donc été cataclasé lors du maximum d'intensité de la D1, ce qui a provoqué la réhomogénéisation du système Rb-Sr. Le rapport initial «magmatique» de ce granite a dû valoir environ 0,710 vers 1325 Ma. Les trois échantillons mylonitisés tombent en dehors de l'isochrone, ce qui pousserait à distinguer l'événement mylonitique de la cataclase.

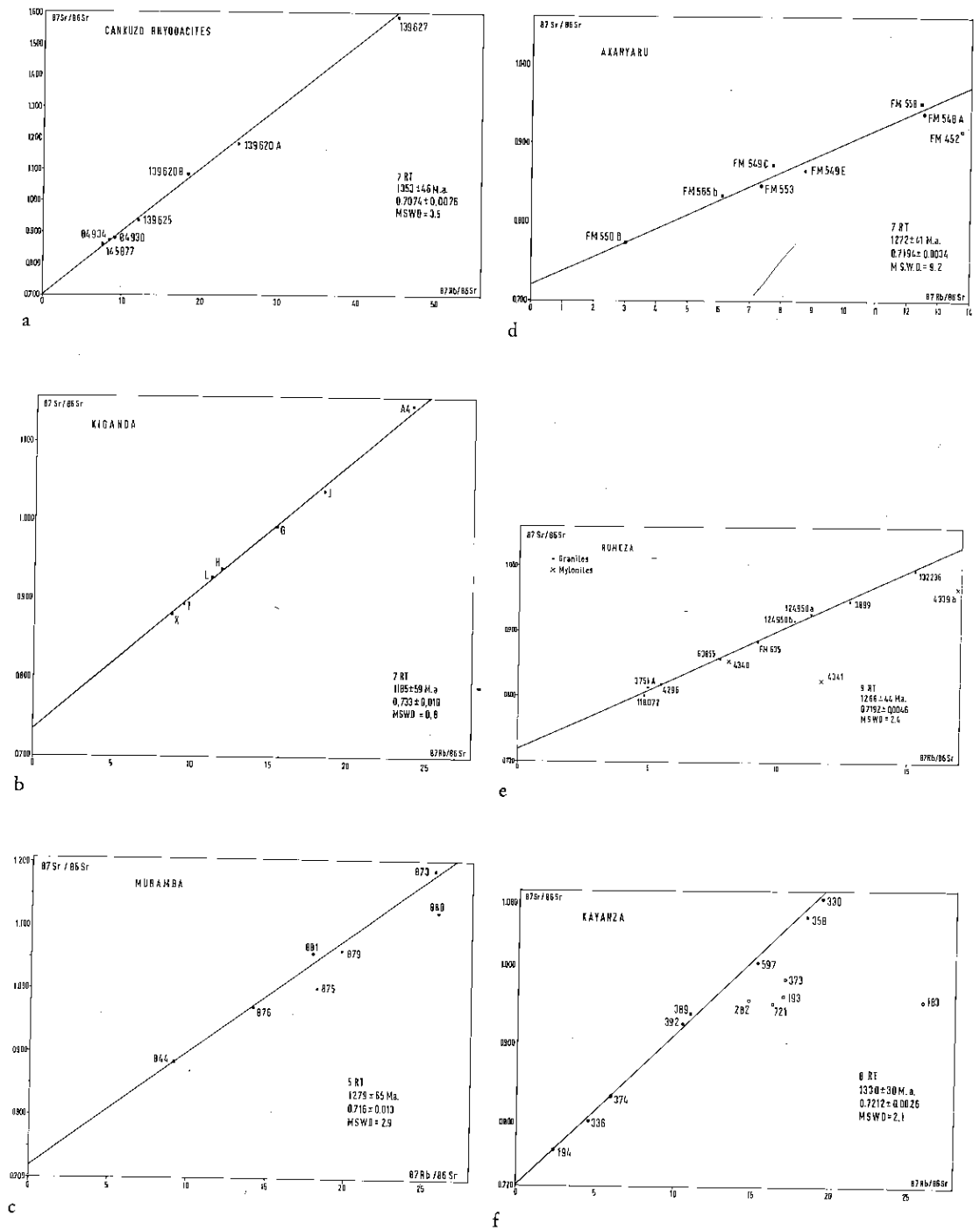


Fig. 4.- Diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ relatifs aux granites liés à la phase D1 (voir texte pour explications).

Le granite de Kayanza détermine un âge de 1330 ± 30 Ma et un rapport initial de $0,7212 \pm 0,0026$ (8 RT, MSWD = 2,1) (fig. 4f). Ce massif montre un âge Rb-Sr plus proche de celui de sa mise en place. Une partie des échantillons (5 RT) se placent cependant nettement sous l'isochrone; cette position peut être expliquée par les effets des déformations liées aux tectoniques kibarienes D1 et D2, à la tectonique pan-africaine N-S caractérisée par son intensité variable, ou encore aux effets thermiques de l'intrusion du massif alcalin de la Haute Ruvubu, également d'âge pan-africain (Gérards et Ledent, 1976; Liégeois *et al.*, 1982; Theunissen et Klerkx, 1983; Tack *et al.*, 1984).

En conclusion, considérant ce groupe Rumeza-Kayanza (Gr1) comme précoce par rapport à la phase tectonique D1, celle-ci aurait persisté 50 voire 100 millions d'années. Elle aurait d'abord été accompagnée de granites en gros plutons puis, son intensité augmentant, les aurait cataclasé et aurait imposé aux granites Gr2 d'une part une mise en

place concordante avec l'encaissant et d'autre part des interactions plus importantes avec celui-ci. Par contre aucun magmatisme n'a encore été mis en évidence entre la fin de la D1 (1260 ± 25 Ma) et la D2 (1185 ± 59 Ma).

D'autre part, on peut remarquer une augmentation régulière des rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différents massifs (en exceptant Kayanza) avec le temps (Cankuzo 1350 Ma, 0,707; Rumeza 1325 Ma, 0,707-0,710; Gr2 divers : moyenne 1265 Ma, 0,718; Kiganda 1185 Ma, 0,733) (fig. 5). Si ce phénomène est significatif étant donné les marges d'erreurs assez larges, tous ces magmas proviendraient d'un même réservoir au rapport Rb/Sr ~ 3 qui pourrait s'être différencié de la croûte inférieure vers 1350-1400 Ma, et qui aurait produit des magmas durant toute la phase tectonique tangentielle D1 (1350-1260 Ma) et qui aurait été remobilisé lors de l'orogénèse principale kibarienne (D2, autour de 1180 Ma).

LE CHIMISME DES ROCHES GRANITOÏDES

Caractère peralumineux

La présence de biotite jointe à une quantité parfois prépondérante de muscovite primaire résulte du caractère peralumineux plus ou moins prononcé du ou des magmas qui ont donné naissance aux granites kibariens; on peut en effet considérer que les massifs granitiques affleurant en unités homogènes (essentiellement les granites du groupe Gr1 : Kayanza, Rumeza, Mutumba *e.a.*) résultent de la cristallisation de magmas ayant acquis leur caractère peralumineux avant leur mise en place. Dans certains cas (la plupart des granites du groupe Gr2 : les massifs de Muramba, Karuzi, Mugere, Rumonge, Akanyaru), ce même caractère a vraisemblablement été accentué soit par l'assimilation *in situ* de sédiments quartzo-pélitiques ainsi que l'indique l'abondance d'enclaves plus ou moins assimilées provenant des roches encaissantes, soit comme résultat d'une activité post-magmatique (Liégeois *et al.*, 1982). Ces deux types de processus concourant aux mêmes effets, nous les décrivons ci-après sous le vocable de contamination (*sensu lato*).

Afin de pouvoir estimer les effets de la contamination, les compositions granitiques sont comparées à des métasédiments, notamment ceux inclus dans les ensembles granitiques.

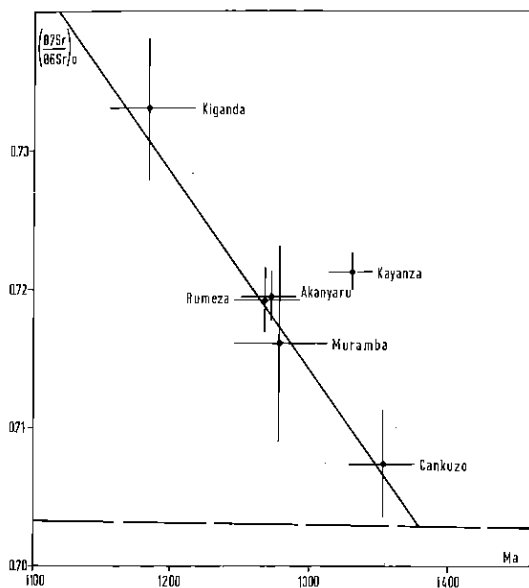


Fig. 5.- Diagramme $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ versus t illustrant une évolution possible des rapports initiaux (erreur à 1s) du strontium au cours du temps. La courbe d'évolution du manteau supérieur place une limite maximale à l'âge du magmatisme granitique kibarien.

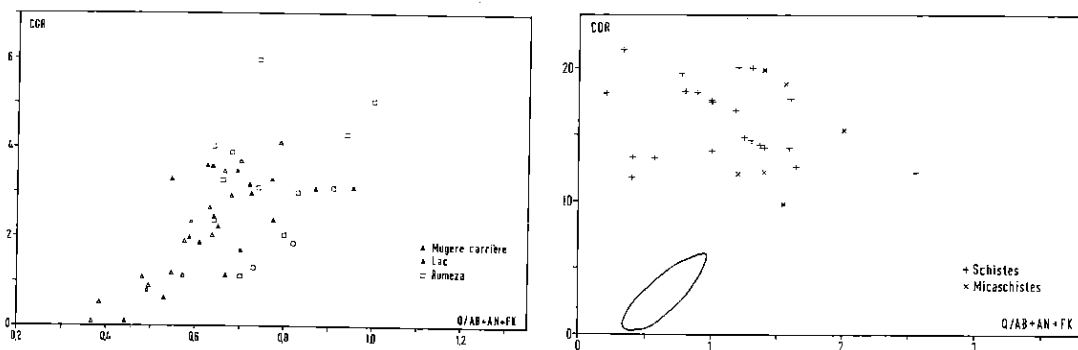


Fig. 6. Diagrammes corindon *versus* quartz/feldspaths (normatif) illustrant les effets de contamination en Al et Si subis par les granites kibariens, probablement non peralumineux à l'origine, suite à l'assimilation de sédiments burundiens. A. Composition des diverses unités granitiques; B. Les compositions granitiques comparées à celles de roches pélitiques burundiennes.

Le diagramme *c* versus $q/or + ab + an$ (compositions normatives) (fig. 6) visualise clairement le processus de contamination. En effet, exprimée selon la norme C.I.P.W., la composition chimique des granites peralumineux laisse apparaître des teneurs en corindon variant entre 2 et 10% (des valeurs comprises entre 0 et 2% correspondent habituellement à la présence de biotite et n'indiquent dès lors pas de peraluminosité particulière), ce qui les oppose aux granites calco-alcalins dans lesquels du diopside est généralement calculé. Par ailleurs, une roche composée uniquement de quartz et de feldspath ne montrera ni corindon ni diopside dans sa norme. La teneur en corindon normatif constitue donc un bon paramètre pour mesurer ce caractère peralumineux. Si on adjoint à ce paramètre le rapport du quartz aux feldspaths (ce rapport peut, dans certaines limites thermodynamiques et chimiques, être considéré comme constant dans les liquides granitiques), on aura en outre une mesure d'une teneur anormale en quartz normatif, en réponse à une éventuelle contamination ou assimilation de roches quartzitiques.

Le diagramme *c* versus $q/or + ab + an$ montre un large étalement des points depuis des valeurs relativement peu peralumineuses (correspondant aux granites communs de type S, tel le leucogranite de Manaslu, Le Fort, 1981) et des valeurs fortement enrichies en corindon et en quartz par rapport aux feldspaths; ces dernières valeurs se rapprochent de celles des métasédiments. Les différents massifs forment des lignées distinctes, ce qui est le mieux

exprimé par le granite de la Mugere, dont certaines compositions se situent dans le champ des granites à faible peraluminosité tandis que les autres dessinent nettement l'enrichissement en Al et en Si. La dispersion des points représente donc surtout l'effet de la contamination, celle-ci étant d'ailleurs hétérogène à l'échelle d'un même massif.

Origine des magmas

La contamination par des sédiments pélitico-arénacés qu'auraient subie les liquides granitiques notamment lors de leur mise en place complique la discussion sur la nature et l'origine du magma initial. Le caractère peralumineux prononcé a certainement été acquis au moins en partie lors de cette contamination dans la croûte supérieure; ne pouvant évaluer le degré de contamination, il n'est pas possible de déterminer la composition du magma initial et d'en déterminer la source avec certitude.

Il apparaît cependant que les rapports initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des différents granites étudiés sont relativement bas, tenant compte du caractère peralumineux très prononcé c'est-à-dire d'une participation de matériau d'origine crustale. En outre, l'évolution des rapports initiaux des granitoïdes étudiés en fonction du temps apporte des renseignements sur la source profonde de ces magmas. En effet, comme on l'a dit plus haut même si les erreurs sur les rapports initiaux sont assez larges, la tendance à l'augmentation de ceux-ci est bien exprimée. Cet accroissement quasi-linéaire en fonction du temps démontrerait que tous les granitoïdes (à l'exception

de Kayanza) proviennent d'un même réservoir. Etant donné que la contamination lors de la mise en place doit modifier le rapport initial originel, celui-ci ne peut être déterminé avec certitude; une contamination croissante au cours du temps est cependant probable. La conséquence de ce modèle est que les granites Gr1 et Gr2 proviendraient d'une même source et que le granite de Rumeza (Gr1) présenterait les caractéristiques les plus proches de celles du magma initial, soit 0,707-0,710 il y a 1325 Ma (valeur estimée d'après la composition isotopique moyenne).

Il peut par conséquent être raisonnablement admis que le magma primaire qui est à l'origine de ces granitoïdes s'est différencié autour de 1400 Ma d'une région-source peu radiogénique compte tenu de son âge archéen probable ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,710$, probablement même 0,705-0,707, si les rhyodacites de Cankuzo proviennent de la même source), ce qui est compatible avec une origine de ces granitoïdes dans la croûte inférieure:

MODELE DE MISE EN PLACE DES GRANITES LORS D'UNE TECTONIQUE D'EXTENSION

L'extension au cours d'une phase précoce du développement de l'orogène

Le magmatisme bimodal qui caractérise fréquemment des régions soumises à un régime tectonique de distension, est particulièrement répandu au Protérozoïque lorsque le développement de grands aulacogènes était un phénomène nettement plus fréquent qu'au Phanérozoïque (Smith, 1976), comme par exemple dans l'aulacogène d'Athapuscow (bouclier canadien; Hoffmann, 1973). Néanmoins des exemples de magmatisme bimodal qui sont mis en relation avec des phénomènes d'extension, sont connus lors de périodes plus récentes: les massifs plutoniques tardi-paléozoïques du Maroc qui seraient en relation avec la rupture initiale entre l'Amérique du Nord et l'Afrique (Vogel *et al.*, 1976); l'association de volcanisme mafique et acide du Cénozoïque tardif dans l'est des USA (Christiansen et Lipman, 1972) ainsi que certaines régions situées actuellement dans un contexte de rift (Barberi *et al.*, 1972; Black *et al.*, 1972; Hart et Walter, 1983).

L'importance du magmatisme bimodal associé à l'histoire précoce de la chaîne kibarienne permet par conséquent de suggérer un régime distensif à cette époque. Cependant, la comparaison avec le volcanisme bimodal des rifts actuels ne s'impose pas. En effet, le magmatisme kibarien est de type intrusif, excepté l'épisode réduit de volcanisme acide de Cankuzo et le volcanisme bimodal situé à la base du Burundien moyen (Ntungicimpaye, 1984). Ce plutonisme implique un régime distensif avec peu de fractures atteignant la surface et des processus à l'intérieur de la croûte pouvant modifier la composition initiale des magmas, surtout s'ils sont acides.

D'autre part des arguments lithologiques et sédimentologiques sont en faveur de phénomènes de rifting lors de la sédimentation burundienne. Le passage du Burundien moyen au Burundien supérieur se caractérise en effet par la transition entre des sédiments essentiellement pélitiques et bien classés vers des sédiments nettement plus arénacés et surtout mal classés et anguleux, donc de sédiments matures vers des dépôts immatures. En outre, les premiers dépôts du Burundien supérieur contiennent des niveaux de conglomérats intraformationnels et des subgrauwackes. Ces derniers renferment des fragments de roches diverses, dont des fragments de schistes noirs qui peuvent être rattachés aux formations sous-jacentes et témoignent ainsi d'une phase d'érosion avant ou pendant le dépôt de ces sédiments (Demulder et Theunissen, 1980; Dreesen, 1980). Rien ne permet cependant de supposer l'existence d'une phase de déformation précédant le dépôt de ces sédiments du Burundien supérieur. Par contre une telle sédimentation peut se produire dans un environnement de rifting: celui-ci engendre des reliefs dans les sédiments sous-jacents de sorte que ceux-ci sont soumis à l'érosion, sont remaniés et se redéposent dans des bassins d'effondrement. Ces rifts anciens pourraient correspondre aux synclinaux isolés du Burundien supérieur dans l'ouest du pays (dans l'est du Burundi, cette formation affleure dans un large bassin). La tectonique de rifting se produirait par conséquent durant cette période de dépôt des sédiments du Burundien supérieur, dont le caractère immature est présent dans toute la séquence.

L'extension de la croûte continentale est d'ailleurs un phénomène fréquent dans l'histoire précoce du développement de beaucoup de chaînes orogéniques (Oxburgh, 1982). Cet auteur invoque un

modèle semblable à celui proposé par McKenzie (1978) pour la formation de bassins sédimentaires. La réduction de l'épaisseur de la croûte par un facteur 2 ne paraît pas être un phénomène anormal. L'extension crustale a pour effet la subsidence d'un bassin sédimentaire dans lequel se produisent des phénomènes de rifting.

La tectonique en relation avec l'extension

La plupart des études sur l'extension et l'amincissement de la croûte continentale ont trait à des régions qui ont subi une extension importante qui a conduit finalement à la rupture crustale et à la formation de bassins océaniques. Néanmoins ces résultats sont applicables aux régions, telles que la chaîne kibarienne où l'extension n'a pas été suffisante pour rompre la croûte et dont l'évolution ultérieure s'est entièrement produite en domaine continental. En se basant sur l'exemple du Golfe de

Gascogne (Montadert *et al.*, 1979), où l'extension a abouti à la rupture de la lithosphère continentale, Oxburgh (1982) considère que la partie supérieure de la croûte, jusqu'à une profondeur de l'ordre de 8 km, s'est amincie par glissement le long de failles listriques tandis que la partie plus profonde s'est déformée par étirement homogène et ductile. Cet auteur en conclut qu'une des conséquences de l'extension crustale peut consister dans le développement d'une foliation régionale subhorizontale ou de zones de cisaillement ductile en profondeur.

Ainsi le mécanisme de distension peut expliquer tant la formation du bassin sédimentaire et le magmatisme bimodal que la phase de déformation tangentielle. Bien que la présence de failles normales, liées au rifting et contemporaines de la sédimentation n'aient pu être décelées, les nombreuses failles longitudinales pourraient être interprétées comme telles. La présence de zones de cisaillement subhorizontales est tout aussi difficile à mettre en évidence en raison de la nature lithologique des sédiments, en grande partie pélitique; il n'est toutefois pas exclu que des zones locales où la schistosité subhorizontale s'exprime brusquement de façon plus marquée correspondent à l'expression en profondeur des failles listriques (fig. 7).

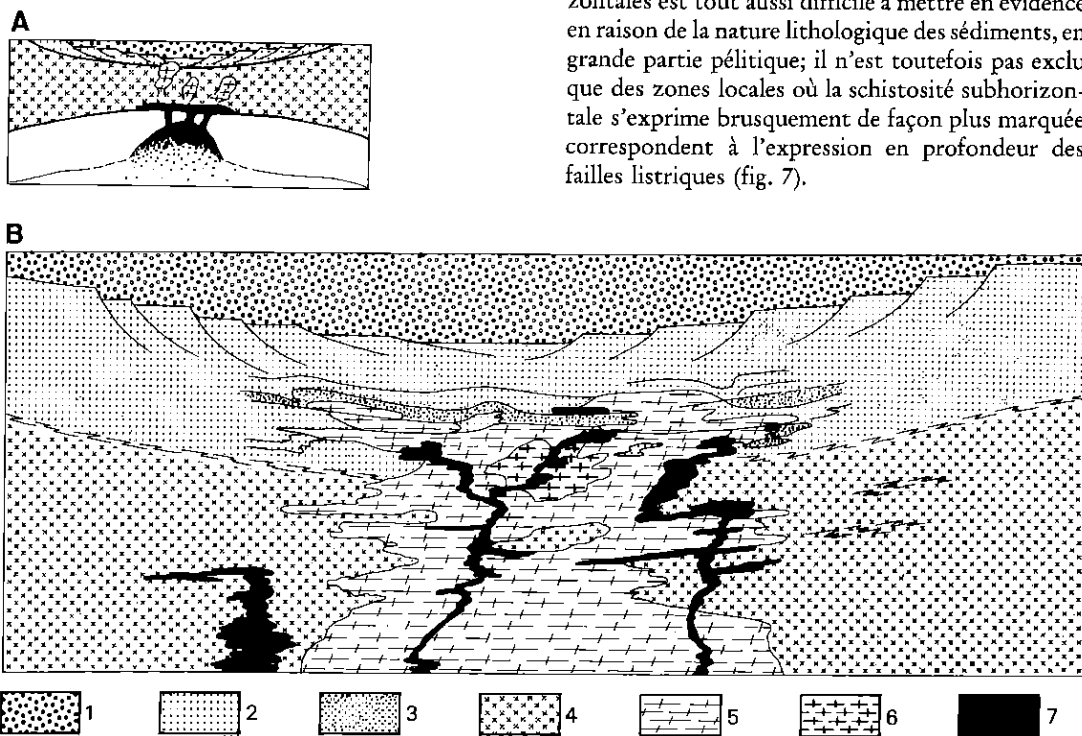


Fig. 7.- Modèle d'évolution de la chaîne kibarienne durant la phase D1 (sédimentation, tectonique, magmatisme) : a. à l'échelle de la lithosphère; b. à l'échelle du segment crustal exposé au Burundi.

Légende : 1. sédiments du Burundien supérieur; 2. sédiments du Burundien moyen et inférieur; 3. niveaux quartzitiques dans 2; 4. croûte continentale anté-kibarienne; 5 et 6. granitoïdes kibriens se mettant en place durant la phase D1; 7. magmas basiques générés lors de la phase D1 (a) et se mettant en place en relation avec la déformation D1 (b) (voir explications dans le texte).

La région qui est affectée par cette déformation paraît se situer dans la zone de transition entre le comportement cassant et le comportement ductile; les roches pélitiques subissent en effet la recristallisation métamorphique tandis que les roches arénacées sont fracturées. La profondeur à laquelle se fait cette transition dépend de nombreux facteurs et en particulier de la structure thermique de la lithosphère. D'après Kuszniir et Park (1983) la transition correspondrait approximativement à l'isotherme de 430 degrés C. D'autre part, Oxburgh (1982) en discutant l'exemple du Golfe de Gascogne, envisage la transition vers une profondeur de l'ordre de 8 km. Dans la chaîne kibarienne, il n'est pas aisé de déterminer l'épaisseur de sédiments qui recouvriraient la région au moment du développement de la foliation. Cependant on peut considérer, étant donné la nature des sédiments, que l'étirement s'est fait de façon progressive et relativement faible tout au long du dépôt du Burundien inférieur et moyen et qu'il ne s'est accentué que lors de la formation des bassins d'effondrement qui accompagnent le dépôt des sédiments du Burundien supérieur. Dans l'estimation de l'épaisseur des sédiments du Burundien inférieur et moyen il faut aussi tenir compte du fait que l'épaisseur mesurée est réduite du fait de l'étirement et pourrait être multipliée par un facteur 2. L'estimation actuelle de l'épaisseur du Burundien inférieur et moyen est de l'ordre de 8 à 10 km, tandis que l'épaisseur des sédiments appartenant au Burundien supérieur peut être estimée à 3-4 km. Il faut également noter que la schistosité s'accroît de façon marquée au voisinage des intrusions granitiques et que l'effet thermique joue sans aucun doute un rôle très important.

La déformation tangentielle résulterait par conséquent de la distension et de l'amincissement de la croûte. Elle s'exprime essentiellement par le développement d'une schistosité ou foliation à l'échelle régionale. Dans cet édifice sédimentaire sous tension s'injectent des venues concordantes de magma granitique très fluide. Celles-ci facilitent les décollements internes au sein de l'édifice qui est ainsi déséquilibré, ce qui provoque une accentuation de la schistosité dans les zones de décollement. Au voisinage des intrusions granitiques peuvent se produire localement des phénomènes de compression provoquant des structures de charriage suite à la différence de compétence entre les unités métasédimentaires et les magmas granitiques. La proportion élevée en minéraux hydratés, le pouvoir impor-

tant d'assimilation de sédiments et les teneurs élevées en tourmaline témoignent du caractère très fluide de ces magmas. Ces zones de compression locales sont provoquées par des mouvements différentiels entre ces différentes unités (Theunissen, en préparation).

La genèse du magmatisme bimodal et sa mise en place lors de l'extension

L'extension lithosphérique, surtout lorsqu'elle débouche sur la formation de rifts, est toujours accompagnée d'une activité magmatique, essentiellement extrusive, qui trouve son origine dans une remontée et une mise en place d'asténosphère chaude dans la lithosphère continentale, ceci quel que soit le processus envisagé (Sengor et Burke, 1978; Turcotte et Emerman, 1983).

Bien que l'activité volcanique soit réduite dans la chaîne kibarienne, le magmatisme étant essentiellement intrusif, il faut cependant noter qu'un volcanisme bimodal apparaît au sommet du Burundien moyen précédant ainsi la phase de rifting, ce qui correspondrait d'après Sengor et Burke (1978) à une «phase active de rifting», résultant d'un amincissement de la lithosphère au-dessus d'un manteau plume. Ceci correspond également aux vues de Condie (1982) qui, en classant les assemblages supracrustaux protérozoïques d'après leurs lithologies, considère que les assemblages de type II, formés de volcanites bimodales- quartzite- arkose, peuvent correspondre à des «aborted mantle-activated rifts», ce qui serait le cas de la chaîne kibarienne dans la région étudiée lors du stade précoce de son évolution.

Le rapport élevé intrusions/extrusions du magmatisme bimodal kibarien peut être expliqué par une extension crustale lente et continue de sorte à réduire la fracturation et par là même le rifting. Cette extension s'étalerait sur une longue période de temps (d'au moins 1350 Ma jusqu'à 1260 Ma).

La faible fracturation de la croûte imposera le stockage en profondeur des magmas basiques mantelliques qui, par transfert de chaleur à la croûte inférieure, provoqueront les phénomènes de fusion partielle nécessaires à la formation des magmas granitiques kibariens.

De tels processus ont déjà été proposés dans des contextes similaires. C'est notamment le cas pour le magmatisme paléozoïque tardif au Maroc (Vogel *et al.*, 1976) : l'association de magmas granitiques et basiques y est reliée à l'extension et à l'amincisse-

ment de la lithosphère précédant l'ouverture de l'Atlantique. La genèse des magmas granitiques y est considérée comme le résultat de la fusion partielle de la croûte inférieure par apport de chaleur provenant des magmas basiques qui prennent naissance lors de l'extension. Christiansen et McKee (1978) évoquent un processus semblable pour l'origine du volcanisme cénozoïque dans le Great Basin aux États Unis. Ils considèrent que le volcanisme est lié à l'effet thermique qui accompagne l'extension de la plaque continentale nord-américaine. Des magmas basaltiques formés à différentes profondeurs dans le manteau s'intrudent dans la croûte durant une extension continue, augmentent le flux de chaleur et occasionnent la formation de magmas rhyolitiques par fusion partielle locale dans la croûte inférieure. Hildreth (1981) apporte des arguments en faveur d'une «source» basaltique primaire pour de nombreux magmas intermédiaires et acides. Particulièrement dans un domaine lithosphérique affecté d'un magmatisme de longue durée, la montée de magma basaltique peut causer la fusion partielle de roches crustales. L'extension de la lithosphère favorisera la montée à la fois de magmas basiques et de magmas acides. Hildreth (1981) discute aussi du problème de la quantité de chaleur nécessaire pour la fusion de roches crustales et considère que, surtout lorsque les roches crustales ont déjà été préchauffées jusqu'à une température proche du début de la fusion, de nouvelles injections de basalte peuvent produire une quantité de chaleur suffisante pour former une masse de liquide rhyolitique égale ou même supérieure à celle du basalte injecté.

CONCLUSIONS

Le magmatisme de la chaîne kibarienne, essentiellement plutonique, est lié à une extension lithosphérique. Cette phase extensive se déroule sur une longue période de temps (1350-1260 Ma) et est nettement antérieure à la phase compressive kibarienne (environ 1180 Ma). La sédimentation burundienne a dû débuter vers 1400 Ma pour se terminer avant 1180 Ma.

Le magmatisme bimodal omniprésent durant l'évolution précoce de la chaîne au Burundi est interprété comme suit : des magmas basaltiques mantelliques s'intrudent périodiquement dans la croûte inférieure et y provoquent des quantités

relativement importantes de magmas granitiques. Ces granites ont de plus accentué leur caractère crustal par une contamination importante lors de leur ascension mais surtout lors de leur mise en place (Liégeois *et al.*, 1982). Ces phénomènes accompagnent une extension lithosphérique lente et continue expliquant le caractère essentiellement plutonique et la prédominance des termes acides du magmatisme précoce kibarien. En effet, lors d'une fracturation induite faible, les magmas d'origine crustale monteront plus aisément que les magmas basiques mais n'atteindront que rarement la surface. Ils se mettront en place dans la croûte supérieure, préférentiellement le long de zones de décollement sub-horizontales en utilisant le mécanisme de l'hydrofracturation, ce phénomène facilitant d'ailleurs l'extension (Lachenbruch et Sass, 1978). Ce processus a dû être particulièrement efficace au maximum d'intensité de l'extension lors de l'intrusion des Gr2, magmas très riches en fluides et peu visqueux (fortes teneurs en minéraux hydratés et en tourmaline, Lefort, 1981).

La distension et le magmatisme associé constituent en fait la phase tectonique majeure qui se trouve à l'origine des structures kibariennes au Burundi tant magmatiques que tectoniques, bien que l'orogène proprement dit se déroule ultérieurement (phase de compression D2, 1180 Ma). Cette dernière n'a eu qu'un effet limité et a peu effacé ou remodelé les structures préexistantes. La chaîne kibarienne sensu stricto, cette chaîne linéaire qui s'étend depuis le Shaba jusqu'en Ouganda à travers le Kivu, le Burundi, le Rwanda et la Tanzanie est donc essentiellement le résultat d'une extension lithosphérique. Cette dernière n'a cependant pas été suffisamment intense pour produire une fragmentation de la croûte. Tous les phénomènes observés au Burundi se sont déroulés en milieu intracontinental bien qu'une participation mantellique importante ait existé par l'intermédiaire des magmas basiques. Un processus similaire s'est probablement déroulé pour la formation de la chaîne des Irumides, située plus au sud et orientée parallèlement à la chaîne kibarienne. La chaîne du Lurio au Mozambique-Malawi résulterait, par contre, d'un cycle de Wilson complet (Klerkx, 1984; Sacchi, 1984).

REFERENCES

- Barberi, F., Tazieff, H. and Varet, J. (1972) - Volcanism in the Afar depression : its tectonic and magmatic significance. - In : Girdler, R.W. Ed., East African rifts. Tectonophysics, 15, 19-29.
- Black, R., Morton, V.A. and Varet, J. (1972) - New data on Afar tectonics (Ethiopia). - *Nature Phys. Science*, 240, 170-173.
- Cahen, L., Delhal, J. and Deutsch, S. (1967) - Rubidium-strontium geochronology of some granitic rocks from the Kibaran belt (Central Katanga, Republic of the Congo). - *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Terouren (Belg.)*, *Sci. Géol.*, in-8°, 59, 65 p.
- Cahen, L., Delhal, J. and Deutsch, S. (1972) - A comparison of the ages of granites of SW Uganda with those of the Kibaran of Central Shaba (Katanga), Republic Zaire, with some new isotopic and petrogenetical data. - *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Terouren (Belg.)*, *Sci. Géol.*, in-8°, 73, 45-67.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J. and Vail, J.R. (1982) - The geochronology and evolution of Africa. - *Clarendon Press*, Oxford, 512 p.
- Christiansen, R.L. and Lipman, P.W. (1972) - Cenozoic volcanism and plate-tectonic evolution of the Western United States - Part II, Late Cenozoic. - *Phil. Trans. R. Soc.*, London, A, 271, 249-284.
- Christiansen, R.L. and McKee, E.H. (1978) - Late Cenozoic volcanic and tectonic evolution of the Great Basin and Columbia Intermontane regions. - *Geol. Soc. America*, Memoir 152, 283-311.
- Condie, K.C. (1982) - Early and middle Proterozoic supracrustal successions and their tectonic settings. - *Amer. Journ. Sci.*, 282, 341-357.
- De Mulder, M. et Theunissen, K. (1980) - Contribution à l'étude structurale des métasédiments de la Haute-Kitenge (NW Burundi). - *Mus. roy. Afr. centr., Terouren (Belg.)*, *Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1979*, 185-205.
- Dreesen, R. (1980) - Shallow-water deposits within the Burundian Proterozoic (Republic of Burundi, East-Africa). - *Bull. Soc. belge géol.*, 89, 217-238.
- Gérards, J. et Ledent, D. (1970) - Grands traits de la géologie du Rwanda, différents types de roches granitiques et premières données sur les âges de ces roches. - *Ann. Soc. géol. Belg.*, 93, 477-489.
- Gérards, J. et Ledent, D. (1976) - Les réhomogénéisations isotopiques d'âge lufilien dans les granites du Rwanda. - *Mus. roy. afr. centr., Terouren (Belg.)*, *Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1975*, 91-103.
- Hart, W.K. and Walter, R.C. (1983) - Geochemical investigation of volcanism in the west central Afar, Ethiopia. - *Carnegie Inst. Wash. Year Book*, 82, 491-497.
- Hildreth, W. (1981) - Gradients in silicic magma chambers : implications for lithospheric magmatism. - *Journ. Geoph. Res.*, 86, 10153-10192.
- Hoffman, P. (1973) - Evolution of an early Proterozoic continental margin : the Coronation geosyncline and associated aulacogens in the northwestern Canadian Shield. - *Phil. Trans. R. Soc. London*, ser. A, 273, 547-581.
- Klerkx, J. (1984) - Modèle d'évolution de la chaîne kibarienne. - *UNESCO, Geology for Development, Newsletters*, 3, 43-46.
- Kusznir, N.J. and Park, R.G. (1983) - A mathematical model of the brittle ductile transition within the lithosphere. - *J. Geol. Soc. London*, 140, 840.
- Lachenbruch, A.H. and Sass, J.H. (1978) - Models of an extending lithosphere and heat flow in the Basin and Range province. - *Geol. Soc. America*, Memoir 152, 209-250.
- Ledent, D. (1979) - Résultats U/Pb et Rb/Sr obtenus sur des gneiss antérieurs au Burundien au Rwanda et au Burundi. - *Mus. roy. Afr. centr., Terouren (Belg.)*, *Dépt. Géol. Min., Rapp. ann. 1978*, 97-99.
- Le Fort, P. (1981) - Manaslu leucogranite : a collision signature of the Himalaya. A model for its genesis and emplacement. - *Journ. Geophys. Res.*, 16, 10545-10568.
- Liégeois, J.-P., Theunissen, K., Nzojibwami, E. et Klerkx, J. (1982) - Granitoïdes syncinématiques kibarienes au Burundi : étude pétrographique, géochimique et géochronologique préliminaire. - *Ann. Soc. géol. Belg.*, 105, 345-356.
- McKenzie, D.P. (1978) - Some remarks on the development of sedimentary basins. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25-32.
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O. and Guennoc, P. (1979) - Rifting and subsidence of the Northern Continental Margin of the Bay of Biscay. - *Init. Rep. Deep Sea Drilling Proj.*, 48, 1025-1060.
- Ntungicimpaye, A. (1984) - Le magmatisme basique dans le Burundien de l'ouest du Burundi. - *UNESCO, Geology for Development, Newsletters*, 3, 13-21.
- Oxburgh, E.R. (1982) - Heterogeneous lithospheric stretching in early history of orogenic belts. - In : Mountain building processes (J. Hsü, Ed.), Academic Press, 85-93.
- Sacchi, R. (1984) - Late Proterozoic evolution in the southernmost Mozambique belt. - *UNESCO, Geology for Development, Newsletters*, 3, 69-72.
- Segnor, A.M.C. and Burke, K. (1978) - Relative timing of volcanism on earth and its tectonic implications. - *Geoph. Res. Letters*, 5, 419-421.

- Smith, A.G. (1976) - Plate tectonics and orogeny : a review. - *Tectonophysics*, 33, 215-285.
- Tack, L., De Paepe, P., Deutsch, S. et Liégeois, J.-P. (1984) - The alkaline plutonic complex of the Upper Ruvubu (Burundi) : geology, age, isotopic geochemistry and significance for the regional geology of the western rift. Ce volume, 91-114.
- Theunissen, K. (1984) - Les principaux traits de la tectonique kibarienne au Burundi. - *UNESCO, Geology for Development, Newsletters*, 3, 25-30.
- Theunissen, K. and Klerkx, J. (1983) - Pan-African and late Kibaran tectonics in western Burundi. - *Abstracts 12th Coll. Afr. Geol.*, Brussels, p. 97.
- Turcotte, D.L. and Emerman, S.T. (1983) - Mechanisms of active and passive rifting. - *Tectonophysics*, 94, 39-50.
- Vernon-Chamberlain, V.P. and Snelling, N.J. (1972) - Age and isotope studies on the arena granites of SW Uganda. - *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.) Sci. Géol. in-8°*, 73, 1-44.
- Vogel, Th. A., Williams, E.R., Preston, J.K. and Walker, B.M. (1976) - Origin of the late Proterozoic massifs in Morocco. - *Geol. Soc. America Bull.*, 87, 1753-1762.
- Waleffe, A. (1965) - Etude géologique du sud-est du Burundi (Régions du Mosso et du Nkoma). - *Ann. Mus. roy. Afr. centr., Tervuren (Belg.), Sci. Géol., in-8°*, 48, 312 p.
- Williamson, J.H. (1968) - Least-square fitting of a straight line. - *Can. J. Phys.*, 46, 1845-1847.