

MISE EN ÉVIDENCE DE LAVES EN COUSSINS  
DANS LES FACIÈS VOLCANIQUES BASIQUES  
DU MASSIF DE KIMBUNGU (BAS-ZAIRE)  
ET IMPLICATIONS POUR LE MAGMATISME OUEST-CONGOLIEN (\*)

P. DE PAEPE (\*\*), J. HERTOGEN (\*\*\*) et L. TACK (\*\*\*\*)

(10 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

L'étude géologique et pétrochimique des pillows et brèches hyaloclastiques du massif de Kimbundu montre qu'il s'agit de roches basaltiques sous-aquatiques, associées à la Tillite inférieure du Bas-Zaïre.

La distribution des éléments majeurs et de quelques éléments en traces dans ces basaltes de tendance tholéïitique, est discutée sous l'angle d'une influence possible de phénomènes d'hydratation.

Les résultats de l'étude servent de point de départ pour une approche plus générale du magmatisme basique de l'Ouest-Congolien, de son contexte géologique et de sa signification. Faute d'études complémentaires de terrain, cependant très souhaitables, cette approche est basée sur des données bibliographiques et des échantillons de roches disponibles au MRAC, Tervuren.

ABSTRACT

Geological and petrochemical work has been carried out on pillow lavas and hyaloclastites from the Kimbundu area, Lower Zaïre. These aquagene basaltic rocks are associated with sediments of the Lower Tillite.

The distribution of the major elements and some trace elements in a lava pillow of tholeiitic composition is discussed, taking into account a possible influence of hydration phenomena.

Finally, a general discussion of the basic magmatism of the West-Congolian and its geological significance is given, based on reports and samples available at the MRAC, Tervuren.

REMERCIEMENTS

P. ANTUN, Professeur au Département de Géologie de l'Université Nationale du Zaïre a, en premier lieu, révélé l'existence de roches vertes dans le massif de Kimbundu à l'un de nous (L. T.). Sous sa conduite et celle de A. EGOROFF une première visite du massif en compagnie d'étudiants zairois a eu lieu. Qu'ils trouvent ici, tous deux, l'expression de notre gratitude pour ce premier contact.

Nous tenons également à remercier les diverses autorités administratives zairoises et le Père Supérieur de la mission de Kasi, qui ont facilité le travail de terrain.

Nos sentiments de gratitude s'adressent enfin au personnel du Musée royal de l'Afrique centrale de Tervuren et du laboratoire de Géologie de l'Université de Gand,

(\*) Communication présentée le 6 mai 1975, manuscrit déposé le 26 juin 1975.

(\*\*) Laboratorium voor Aardkunde RUG, Rozier 44, 9000 Gent.

(\*\*\*) Aangesteld navorser van het N.F.W.O., Instituut voor Nucleaire Wetenschappen RUG.

(\*\*\*\*) Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren; Geologisch Instituut RUG.

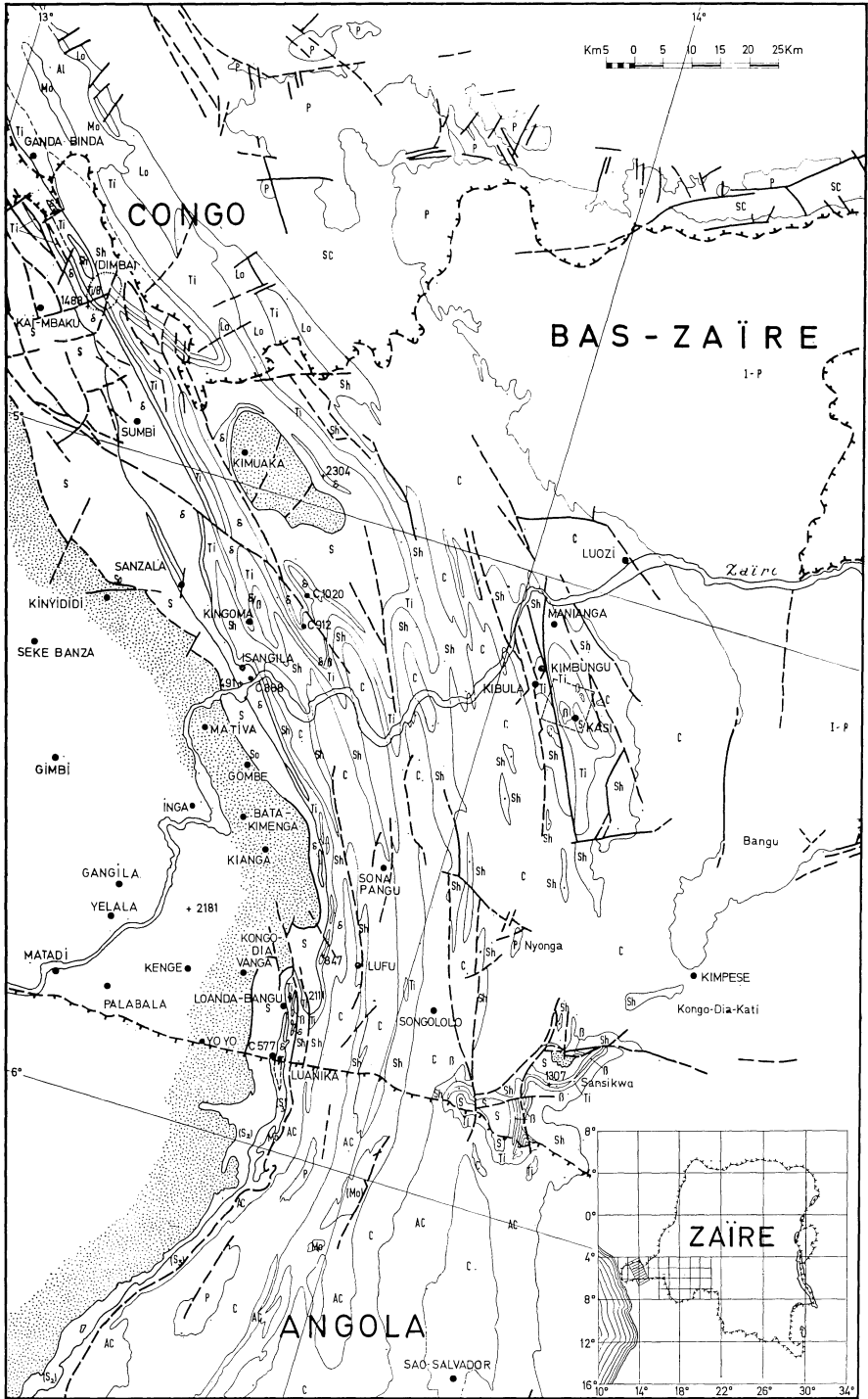


Fig. 1

pour l'aide obtenue à l'occasion de la préparation de cette étude, ainsi qu'à MM. L. CAHEN, J. DELHAL, J. KLERKX, J. LEPERSONNE et R. MARÉCHAL pour la lecture critique du manuscrit.

### 1. SITUATION GÉNÉRALE (fig. 1)

Le massif de Kimbundu, parfois aussi appelé Mukimbungu, tire son nom d'un ancien poste de mission protestante, situé au voisinage du fleuve Zaïre (rive gauche), près de Manianga, le long du « sentier des caravanes » et à peu près à mi-chemin entre Matadi et Kinshasa. On y accède en laissant près de Kimpese la grand-route asphaltée et en empruntant la route de Luozi, que l'on quitte vers l'ouest en direction de Kasi et Kibula.

Du point de vue géologique, le massif est constitué par une structure majeure en anticlinal, affectant les formations sédimentaires de l'Ouest-Congolien et liée au plissement de ce cycle géologique.

### 2. CADRE GÉOLOGIQUE

#### 2.1. Contexte général

Les connaissances générales concernant l'Ouest-Congolien sont résumées dans la notice explicative de la nouvelle édition de la carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000 (J. LEPERSONNE, 1974).

Au Bas-Zaïre, les formations de l'Ouest-Congolien, épaisses d'environ 6 000 m et appartenant au Précambrien supérieur, sont constituées principalement de roches sédimentaires diverses. Des roches magmatiques, de nature basique à neutre, existent vers la base de ces formations sous forme de laves épanchées dans la Tillite inférieure, ou sous forme de sills injectés dans les formations sous-jacentes. Ces sills se sont mis en place soit dans la partie de la Tillite inférieure, qui est antérieure à celle où apparaissent les coulées, soit dans le Sansikwa antérieur à la Tillite inférieure et essentiellement de composition quartzito-schisteuse.

Les roches magmatiques « basaltiques » ou « doléritiques » sont, avec les sédiments encaissants, affectées par le plissement ouest-congolien qui est caractérisé, dans la région qui nous intéresse, par une tectonique vigoureuse et par un métamorphisme épizonal, conférant à ces formations un faciès de roche verte. D'ouest en est, le plissement s'atténue très fortement et il en est de même pour le métamorphisme. Au nord de Sumbi et dans la région du massif de Kimuaka, par exemple, les faciès magmatiques sont à peine ouralitisés et saussuritisés (L. DE DORLODOT, 1922a) (P. ANTUN, 1961). Dans le massif de Kimbundu, situé plus à l'est, la modification des roches est encore moindre. Vers l'ouest, on passe à un socle antérieur à l'Ouest-Congolien, connu également dans deux boutonnières d'érosion de la région plissée de l'Ouest-Congolien et dénommées massif de Kimuaka (P. ANTUN, 1961) et massif de la Sansikwa (J. LEPERSONNE, 1951).

L'âge de l'Ouest-Congolien est assez bien connu. Le granite de Mativa (Mayumbien), daté d'environ 1000 m.a., fournit une limite inférieure pour le début du Sansikwa, c'est-à-dire la base de l'Ouest-Congolien (L. TACK, 1973). Différentes

---

Fig. 1. — Situation générale du magmatisme basique ouest-congolien. La partie encochée, correspondant à la région étudiée dans le massif de Kimbundu, est représentée en détail à la figure 2. Le pointillé indique les formations antérieures à l'Ouest-Congolien. Les dolérites ( $\delta$ ) sont distinguées des basaltes ( $\beta$ ). S, Mo : Sansikwa; Ti : Tillite inférieure; Sh, AC, Lo : Haut-Shiloango; C, SC : Schisto-calcaire; I-P : Schisto-gréseux (Inkisi et Pioka); Al : Alluvions. Cartographie d'après L. TACK (1975b).

phases de l'orogénèse ouest-congolienne sont datées entre 740 et 450 m.a. (L. CAHEN and N. SNELLING, 1966). Une estimation de l'âge de la Tillite inférieure — et donc du volcanisme associé — se place dans l'intervalle 950-900 m.a. (L. CAHEN, 1973).

Les roches vertes, associées aux faciès sédimentaires ouest-congolien, sont connues au Bas-Zaïre depuis le passage des premiers géologues, par exemple dans la région de Isangila (L. DE DORLODOT, 1922b). En 1951 paraît la première approche pétrographique et chimique de ces roches vertes (P. GROSEMANS, 1951). Les levers et descriptions de divers géologues montrent qu'elles affleurent en plusieurs grands alignements — dont celui de Sumbi-Sanzala-Isangila est le principal — qui sont nettement distincts des roches vertes de Gangila, plus anciennes et affleurant dans la région de Matadi, Gimbi et Seke-Banza (L. TACK, 1975a). Sans véritables arguments pétrochimiques, certains faciès sont qualifiés d'andésite ou de diorite. Le pyroxène de ces roches magmatiques est de la pigeonite. Les analyses chimiques de quatre échantillons doléritiques du Bas-Zaïre montrent une teneur moyenne en  $Al_2O_3$  très élevée (18,7 %). Ceci entraînera vers les années 1958-1959, dans le cadre des études hydro-électriques d'Inga, des prospections importantes pour d'éventuelles bauxites développées sur ces roches vertes. Ces prospections contribueront largement à la connaissance générale de ces roches et de leur contexte géologique. Malheureusement peu de publications à caractère scientifique sanctionneront les moyens matériels très importants mis en œuvre pour l'étude de ces roches vertes (P. GROSEMANS, 1959) (M. STAS, 1959).

## 2.2. Massif de Kimbungu

La présence de roches vertes dans l'anticlinal de Kimbungu est restée longtemps ignorée. Si à un certain moment (L. CAHEN, inédit) (J. LEPERSONNE, 1973) on y avait trouvé un débris non en place de ces roches, ce fut en fait la préparation de la carte géologique au 1/200.000 de Mbanza-Ngungu (ex-Thysville) (J. LEPERSONNE, 1973) — où le massif de Kimbungu occupe la partie nord-occidentale de la feuille — qui stimula de nouveaux levers de terrain afin de vérifier les tracés obtenus par la photogéologie précontrôlée. Ces itinéraires de A. EGOROFF, J. MBAKANU et C. SOLOMONI, du Service Géologique du Zaïre, révélèrent l'existence de roches vertes dans un niveau stratigraphique mal précisé, attribué provisoirement à la Tillite inférieure (J. LEPERSONNE, 1973).

Une étude pétrographique sommaire de quelques échantillons de roches vertes, récoltés dans le massif de Kimbungu, réorientera les recherches (J. DELHAL, 1973). Elle montre, en effet, l'existence de roches basaltiques de caractère spilitique comprenant deux faciès bien distincts : d'une part des laves aphanitiques, massives et sombres, d'autre part des laves beaucoup plus hétérogènes, de teinte vert sombre et riches en chlorite. L'association de ces deux types de roche, sous forme de fragments du premier type emballés dans une pâte du second type, est caractéristique d'une hyaloclastite ou d'une brèche de pillow. Néanmoins de véritables laves en coussins n'avaient jamais été observées dans l'Ouest-Congolien (J. LEPERSONNE, 1973) (L. CAHEN and J. LEPERSONNE, 1967).

Il est évident que ces premières études des roches vertes du massif de Kimbungu posent un certain nombre de problèmes concernant ces laves, d'abord le problème de l'âge et de la composition exacte des coulées, ensuite le problème des conditions paléogéographiques et stratigraphiques de l'épanchement des laves (J. LEPERSONNE, 1973).

Dans le but de résoudre au moins une partie de ces problèmes, un de nous (L. T.) a fait un bref séjour dans le massif de Kimbungu. Les renseignements fournis par cette mission sont présentés dans la présente publication.

### 2.3. Données nouvelles et leurs interprétations

Les nouvelles données sont basées sur les observations faites aux affleurements décrits ci-dessous (fig. 2) :

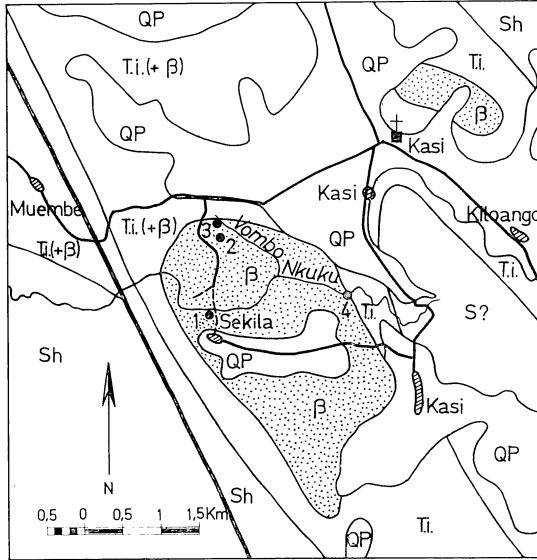


Fig. 2. — Croquis géologique détaillé des environs de Kasi, dans le massif de Kimbangu. Cette région correspond à la partie encochée de la figure 1. S : Sansikwa; T.i. : Tillite inférieure; β : Roches basaltiques; Sh : Haut-Shiloango; QP : Aplatissements d'érosion à sol ferrallitique, surmontés de sables très fins argileux jaune ocre, peu épais.

**Point 1** : en descendant le sentier de Sekila vers le nord (environ 500 m), juste avant le ruisseau Nkuku-Vombo, à main gauche.

Cet affleurement a été décrit antérieurement par C. SOLOMONI et J. MBAKANU (s.d.), qui y signalent une « lave fissurée et écrasée ». En fait, lorsque l'on casse un échantillon de roche bien frais et suffisamment grand, on observe des pillows très caractéristiques, gris violacé, massifs, à fine cristallinité et à différenciation plus ou moins concentrique. Cette structure n'a rien à voir avec une altération en boules d'origine météorique. La croûte externe est bien marquée par sa couleur verdâtre et le pillow entier montre des fissures radiales de retrait, souvent colmatées par de la calcite et du quartz. Les pillows sont enveloppés dans une brèche hyaloclastique, à éléments relativement fins (de l'ordre du cm), verdâtres et riches en chlorite (fig. 3). Les pillows ont en moyenne un diamètre d'environ 30 cm. Il n'y a pas d'influence tectonique notable.

Ce sont des échantillons provenant de cet affleurement, qui sont étudiés en détail dans la partie pétrochimique.

**Point 2** : plusieurs petits affleurements, parfois altérés, situés dans une tête de ravin et une petite bananeraie qui y fait suite.

L'affleurement a été décrit par C. SOLOMONI et J. MBAKANU (s.d.) comme étant formé de « blocs de lave gris vert, altérés, à gros galets ». Une première dalle montre

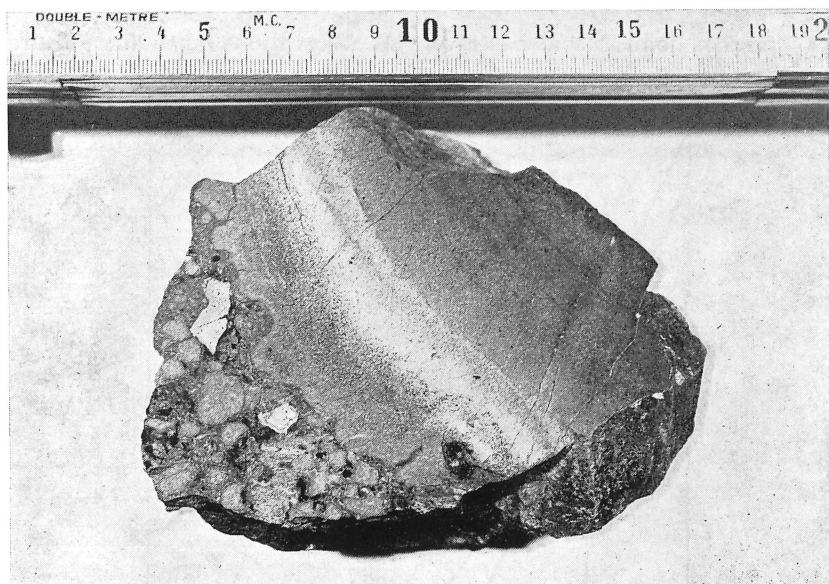


Fig. 3. — Zonéation caractéristique du pillow et contact avec la brèche hyaloclastique. Le contact de la croûte externe et vitreuse du pillow avec l'hyaloclastite enveloppante est lobé.

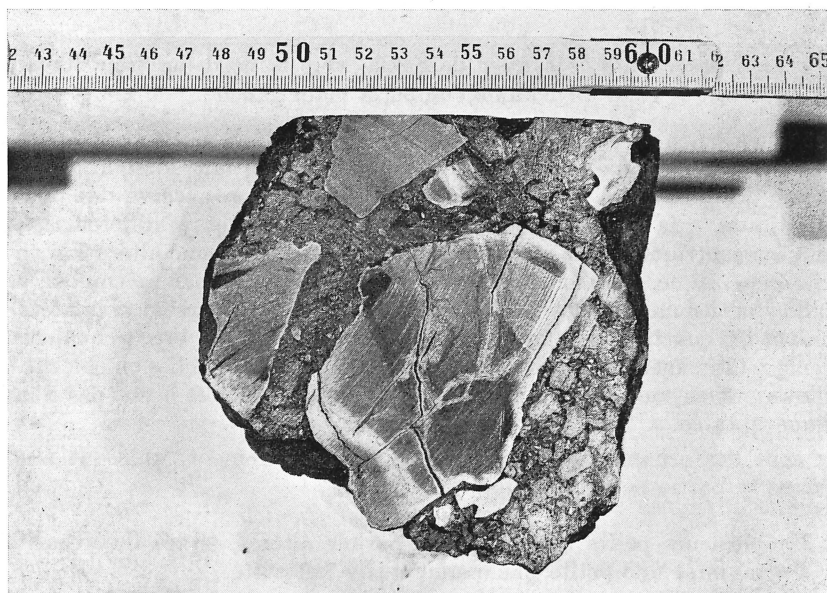


Fig. 4. — Brèche hyaloclastique (comparable à celle de la figure 3) à éléments de lave aphanitique (comparable à la partie interne des pillows, figure 3).

une brèche à éléments volcaniques anguleux et aphanitiques. Les fragments de lave sont presque tous du même type que les pillows décrits au point précédent. La dimension des fragments est très variable et va du cm, ou moins, à quelques dm. Accessoirement, on trouve des morceaux anguleux d'une lave amygdalaire, riche en calcite, et qui, par altération, prend un aspect pseudo-scoriacé. La pâte de la brèche elle-même est constituée par des éléments eux aussi bréchiques, plus fins, verdâtres, chloriteux, hyaloclastiques, parfaitement semblables à l'hyaloclastite englobant les pillows (fig. 4). Il s'agit par conséquent d'une brèche hyaloclastique à éléments de lave aphanitique.

Il n'y a pas de galets à cet endroit et ce terme fut employé à tort pour désigner des éléments anguleux. Ceci est également le cas à un autre endroit où est signalée une « lave gris vert à abondants galets, formés de pyrite altérée ». L'emploi de ce terme prête d'autant plus à confusion, qu'il évoque une certaine corrélation avec la Tillite inférieure.

La dalle décrite ci-dessus ne montre pas de structures concentriques mais présente au contraire un aspect assez hétérogène.

Trois autres dalles, plus ou moins altérées, montrent par contre des structures concentriques ou ellipsoïdales, fissurées, où l'on retrouve les deux types de lave caractéristiques du point 1 suivant un même agencement. Une de ces dalles montre, en outre, le même genre de brèche hyaloclastique à éléments de lave, décrite dans la première dalle.

**Point 3** : roche affleurant dans une tête de ravin, décrite par C. SOLOMONI et J. M'BAKANU (s.d.) comme « schiste jaune à petits litages ».

En fait, il s'agit d'une roche schisteuse, stratifiée, grisâtre en voie d'altération, jaune beige lorsque très altérée, à éléments hétérogènes, d'aspect plus ou moins conglomératique, et à allure pseudo-horizontale.

En lame mince, on observe une grande abondance de grains de quartz anguleux ou à contours plus émoussés, dont certains montrent des teintes de polarisation différentes pour la couronne et pour la partie intérieure du grain. Il y a aussi de très rares fragments de feldspath et de petits éléments lithiques, plus ou moins arrondis, constitués parfois d'une lave à structure microlitique, parfois de la même roche schisteuse et conglomératique, décrite au début de ce point, de chert et de schiste à chlorite. Tous ces éléments grossiers baignent dans une masse plus fine, constituée des mêmes éléments que ceux décrits, auxquels s'ajoutent également des minéraux opaques, et de la limonite dans les faciès altérés. On retrouve l'aspect caractéristique des microphotos de tillites (L. CAHEN, 1963) ou des illustrations de tilloïdes (L. SCHERMERHORN and W. STANTON, 1963) publiées antérieurement.

On observe donc toute une série de caractéristiques de la Tillite inférieure, connues dans le massif de la Sansikwa. A titre de comparaison une trentaine d'échantillons de ce massif ont été étudiés. Une très bonne ressemblance avec les échantillons du point 3 (contrôlés en lame mince) est obtenue avec certains échantillons, qui représentent des faciès schisteux altérés, intimement associés au sein de la Tillite inférieure à de véritables faciès conglomératiques.

L'étude des échantillons de C. SOLOMONI et S. M'BAKANU lève d'ailleurs complètement le doute. Au **point 4**, ces auteurs (C. SOLOMONI et J. M'BAKANU, s.d.) signalent une brèche de lave gris noir. Il s'agit, en fait, d'un échantillon bien frais de Tillite inférieure noire, à quartz ronds et mats, et nombreux fragments anguleux de lave, prélevé au contact des roches vertes et de la Tillite inférieure. Ceci indique que la situation stratigraphique de ces laves est conforme à celle observée dans le massif de la Sansikwa.

Les observations de terrain permettent donc de mettre en évidence les faits suivants :

1. existence indiscutable de structures en coussins — les premières qui soient observées au Bas-Zaïre (L. TACK, 1975a) — et de brèches hyaloclastiques,
2. absence de faciès andésitiques qui, en fait, correspondent aux brèches hyaloclastiques enveloppant les pillows,
3. association de ces laves à la Tillite inférieure.

Ces conclusions concernant le cadre géologique des laves du massif de Kimbungu, permettent d'attirer l'attention sur quelques faits très importants en rapport avec le magmatisme ouest-congolien. Ceux-ci apparaissent bien sur la carte générale (fig. 1), basée sur des documents photogéologiques (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1966), sur certains résultats des prospections de bauxites (P. GROSEMANS, 1959) (M. STAS, 1959) et sur d'autres données inédites (L. TACK, 1975b).

Par rapport à l'extension de l'Ouest-Congolien, les roches magmatiques, associées au Sansikwa ou à la Tillite inférieure, ont une extension limitée, ne dépassant que de peu les frontières du Bas-Zaïre, alors que les formations sédimentaires se poursuivent largement sur quelques 400 km, soit vers le nord (Cabinda, Congo-Brazzaville et Gabon), soit vers le sud (Angola).

Les massifs de Kimuaka et de la Sansikwa, situés à l'intérieur du Bas-Zaïre (fig. 1), présentent une signification structurale capitale dans l'ensemble de l'orogène ouest-congolien. En particulier, l'importance du massif de Kimuaka a peut-être été sous-estimée jusqu'à présent. Le massif anticlinal de Kimbungu et les deux autres massifs sont en relation structurale directe et conditionnent, ensemble, les limites du massif du Bangu, synclinal perché, constitué par les formations schisto-gréseuses de la Mpioka et de l'Inkisi (fig. 1).

Parmi les roches vertes ouest-congolien, les faciès de surface actuellement observables (laves basaltiques), existant vers l'est dans la Tillite inférieure, ont une importance proportionnellement réduite par rapport aux faciès hypabyssaux existant vers l'ouest. Des sills doléritiques et/ou microdoléritiques, à pigeonite, plus ou moins épidotisés, sont cartographiquement beaucoup plus étendus et existent vers l'ouest, surtout dans le Sansikwa et accessoirement dans la Tillite inférieure.

En ce qui concerne plus précisément le volcanisme ouest-congolien, quelques constatations en rapport avec les données acquises peuvent être ajoutées.

Dans le massif de la Sansikwa, et contrairement aux descriptions antérieures (P. GROSEMANS, 1951) signalant des andésites amphibolitisées, chloritisées ou amygdaloïdes, des brèches de tuf, des tufs andésitiques et des basaltes plus ou moins modifiés, un nouvel examen des lames minces et des échantillons de roche montre qu'il s'agit, en fait, des deux mêmes types de roche, distingués récemment (J. DELHAL, 1973) dans le massif de Kimbungu, à savoir un faciès aphanitique et un faciès hyaloclastique. Le faciès aphanitique, correspondant aux « laves à cristallinité très fine » (J. LEPERSONNE, 1951), est très abondant et peut affleurer sur de grosses épaisseurs, sans que des brèches y soient directement associées. Le faciès hyaloclastique, correspondant aux « tufs et andésites » (P. GROSEMANS, 1951), semble moins abondant dans le massif de la Sansikwa que dans le massif de Kimbungu. Néanmoins, l'existence de pillows dans le massif de la Sansikwa est suggérée par certaines descriptions (J. LEPERSONNE, 1950).

Certains prospecteurs ont vu, à tort, dans ces brèches volcaniques des mylonites. A l'ouest du massif de la Sansikwa, en s'approchant le long de la grand-route



du contact de l'Ouest-Congolien avec le Mayumbien (région de Loanda-Bangu et Luanika, aux abords de la frontière angolaise), les laves ne constituent qu'une petite coulée à faciès alvéolaire, rempli de chlorite et de calcite, ou à faciès très finement grenu et de tendance microlitique. Une trentaine d'autres roches vertes de cette région sont des dolérites, souvent grossièrement grenues, appartenant à des sills, sans passage vers un faciès volcanique, comme pourrait le suggérer pourtant le tracé photogéologique, observé dans cette région (L. CAHEN et J. LEPERSONNE, 1966) (DOSSIERS M.R.A.C., TERVUREN).

À l'est et au sud-est de Kianga et Bata-Kimenga (massif de la Lufu) (L. TACK, 1973), les prospections de bauxite montrent qu'il existe de petits sills doléritiques dans le Sansikwa et dans la Tillite inférieure (DOSSIERS M.R.A.C., TERVUREN).

À l'est de Sanzala et de Kingoma, les dolérites et microdolérites prédominent. Des « porphyrites » et « basaltes amygdaloïdaux » y sont mentionnés (DOSSIERS M.R.A.C., TERVUREN).

Vers le nord-ouest du massif de Kimbundu, existe une région très importante en ce qui concerne les possibilités de comparaison avec les données de ce massif, mais malheureusement tombée dans l'oubli. Il s'agit du bassin de la Dimba, sous-affluent du Haut-Shiloango (M. STAS, 1959) (V. BRIEN, 1910). Les observations suivantes y ont été faites (V. BRIEN, 1910) :

— présence très abondante d'une « roche éruptive bréchiforme, dont le ciment m'a paru constitué par une pâte cristalline verte et dont les éléments anguleux sont formés par une roche homogène, à grain très fin, de couleur gris-clair, nettement cristalline en lame mince; ... la nature et les dimensions des éléments qui la composent varient assez bien suivant les endroits où l'on l'observe ... ». Cette roche existe en association avec une « diabase (roche à gros grain essentiellement constituée d'augite et d'oligoclase, avec absence complète de microlites) ».

Les relations entre ces deux types de roche semblent difficiles à débrouiller sur le terrain. Néanmoins, dans le ravin de la Pipi, par exemple, les descriptions (V. BRIEN, 1910) suggèrent l'existence de coulées épaisses dont la partie supérieure présenterait des pillows, tandis que la partie inférieure serait plus massive et cristalline. Ces deux faciès se rencontrent au voisinage de « schistes à enclaves » (ce qui désigne, en fait, la Tillite inférieure), en particulier dans les ravins de la Mabanzi, de la Pipi, de la Fwati et dans le ravin à l'est de Suku-Mbaku. Les brèches sont fréquentes et s'observent dans les ravins de la Mabanzi, de la Kipese, de la Dimba, de la Kelo, de la Kihodo, de la Buila et de la Pipi.

— observation particulière dans le ravin de la Kelo, où « la brèche contient, en enclaves, non seulement des roches à texture cristalline, mais des fragments subarrondis de roches sédimentaires (schiste, grès, quartzite) et de quartz. La pâte, en outre, a un aspect spécial, et on y voit dans la cassure un grand nombre de petits grains brisés de quartz limpide ». Ceci rappelle une observation du Kimbundu (C. SOLOMONI et J. M'BAKANU, s.d.) et les descriptions classiques de la Tillite inférieure, caractérisée par la présence de « petits quartz ronds et mats ».

— observation particulière dans le ravin de la Kihodo, où « la brèche apparaît en affleurements considérables, formant une haute muraille à pic, d'une cinquantaine de mètres de longueur, sur un des versants du ravin. Les éléments de cette brèche sont identiques à ceux de la brèche ordinaire, mais ils sont beaucoup plus gros (un ou plusieurs décimètres de côté); ils sont subarrondis, fortement pressés les uns contre les autres et séparés par un ciment qui possède en grand une structure rappelant la « structure fluidale »; il présente, en effet, une sorte de feuilletage, d'orienta-

tion des éléments autour des cailloux indiquant qu'il a été refoulé dans les vides existant autour de ceux-ci; ce ciment contient lui-même de petits éléments et sa texture se rapproche, par moments, de celle du phyllade. En amont, on continue à trouver de la brèche, toujours à gros éléments. Toutefois la diabase prédomine ».

Ainsi donc, ces anciennes descriptions (V. BRIEN, 1910) peuvent être réinterprétées à la lumière des connaissances nouvelles concernant le massif de Kimbangu ou de la Sansikwa. Elles montrent que des pillows existent, au moins dans la Kihodo, et que des brèches et/ou des hyaloclastites sont très répandues dans le bassin de la Dimba. Ces dernières roches sont généralement associées à des faciès plus massifs (diabases ?) et à certains endroits sont interstratifiées dans la Tillite inférieure (ravin de la Pipi) ou du moins associées à celle-ci.

Un échantillon de roche verte bréchique, mal repéré, mais provenant des environs de Kimpunzu, village situé dans le bassin de la Dimba (V. BRIEN, 1910) (M. STAS, 1959), que l'un de nous (L. T.) a eu l'occasion de voir à Kinshasa, confirme ce diagnostic.

Il serait très souhaitable de pouvoir reprendre l'étude du volcanisme basique ouest-congolien à pillows dans la région de la Dimba et dans le massif de la Sansikwa, où les conditions d'affleurement sont sensiblement meilleures que dans la région de Kimbangu.

### 3. CONSIDÉRATIONS PÉTROCHIMIQUES

#### 3.1. Généralités

Des études récentes (P. DE PAEPE et al., 1974) ont attiré l'attention sur l'importante zonéation chimique qui caractérise la plupart des laves en coussins. Dans le but de vérifier, de cette manière, les conditions de la mise en place des roches vertes du massif de Kimbangu, un gros fragment de lave, faisant partie d'un pillow provenant du point 1, a été analysé sur sa teneur en éléments majeurs, en traces et en terres rares. A part la brèche hyaloclastique entourant le pillow, cinq zones différentes, à l'intérieur du même coussin, ont été analysées, notamment l'ancienne bordure vitreuse, trois zones entre la bordure et le noyau et, enfin, le noyau même. Le Sc, Co, Cr, Hf, Ta, Th, U et neuf lanthanides ont été dosés par une méthode d'activation aux neutrons (J. HERTOGEN and R. GJJBELS, 1971) à l'Institut de Sciences Nucléaires de l'Université de Gand. Le dosage du Sr, Rb, Y et Zr a été réalisé dans les laboratoires du Musée royal de l'Afrique centrale à Tervuren par fluorescence des rayons-X.

#### 3.2. Description mégascopique et microscopique d'un pillow

Le pillow étudié a un diamètre d'environ 35 cm. Il est traversé par un certain nombre de veines subparallèles remplies de calcite et de quartz tabulaire. Il présente entre autres, une zonéation de couleur très marquée. La teinte du noyau est assez uniforme, gris violacé, mais vers l'extérieur les changements de couleur sont nombreux et bien délimités. Les teintes dominantes sont ici le gris clair, le gris violacé, le vert grisâtre et le vert. Grâce à sa couleur jaunâtre, l'ancienne croûte vitreuse de la lave tranche bien sur le reste de la roche. Il faut remarquer que plusieurs zones intermédiaires constituent, en fait, des plages subarrondies et allongées parallèlement avec la bordure externe du pillow. Les différentes zones analysées chimiquement correspondent avec autant de bandes ou passages de teintes différentes.

La matière interpillow (hyaloclastite) est formée d'un amas de granules (fig. 5). Ces granules sont cimentés par une masse verdâtre, chloriteuse, à peine biréfringente, contenant souvent des plages bien cristallisées de calcite. La forme clastique et l'aspect vacuolaire des granules sont soulignés par un enchaînement de sphérolites composées de sphène. Les granules de petite taille contiennent des prismes d'albite et d'innombrables sphérolites de sphène souvent disposés de manière fluidale. Ces cristaux et cristallites flottent dans une masse entièrement chloritisée, représentant le verre basique de la roche primaire. Dans les granules de grande taille, les cristaux de plagioclase (albite) et les agrégats de sphène se présentent de la même façon, mais ils sont souvent pris dans un réseau squelettique de calcite très bien cristallisée remplie, à son tour, par de la chlorite secondaire. Les vacuoles des granules sont tapissées de chlorite, d'albite et de carbonates.

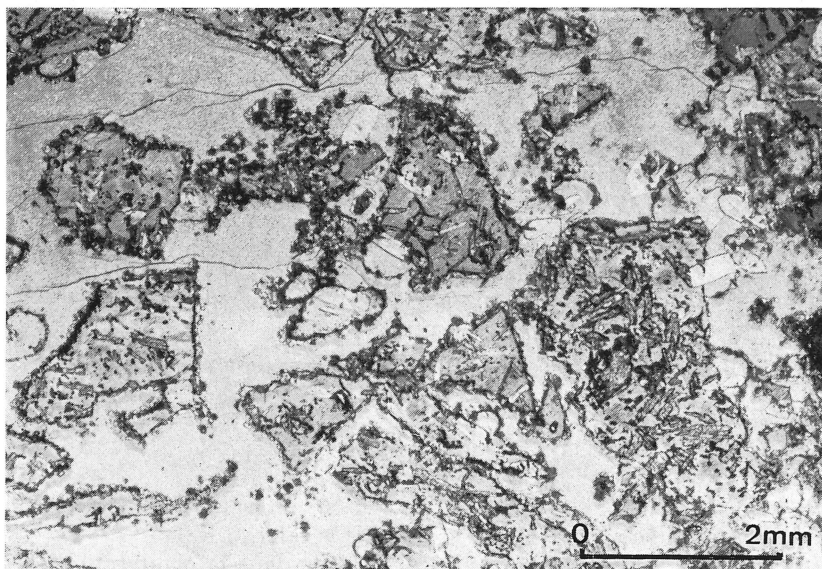


Fig. 5. — Structure caractéristique de l'hyaloclastite, constituée de multiples granules baignant dans une masse chloriteuse. Nicols non croisés.

La structure et la composition minéralogique de la bordure du pillow sont assez semblables à celles des granules. Néanmoins, à partir de la croûte du pillow vers l'intérieur, les cristaux d'albite se chargent d'une auréole brunâtre ou opaque formée de clinopyroxènes fibreux extrêmement fins. Ces pyroxènes ont souvent cristallisé perpendiculairement à la surface des cristaux qu'ils entourent. A peu de distance de la bordure seulement, la lave obtient une structure variolitique et montre une paragenèse de type spilitique (fig. 6). Le fond de la lave est alors entièrement envahi par des agrégats foncés de pyroxène, mêlés à de la magnétite et à d'autres minéraux opaques. L'albite reste prismatique et squelettique, souvent avec des terminaisons en queue d'hirondelle.

Dans le noyau même du coussin, la lave est aphanitique (fig. 6) et composée d'albite, de clinopyroxène à grain très fin, formant des agrégats en forme de plumeau, de minéraux opaques, de chlorite et de reliques d'olivine subautomorphes, complètement remplacés par de la chlorite et par de la calcite. A certains endroits du noyau,

on observe des cristaux de forme très irrégulière d'épidote, entourant de l'albite ou des agrégats de pyroxène.

Les amygdales de la lave contiennent de la chlorite, de l'albite, de la calcite et rarement de l'épidote.

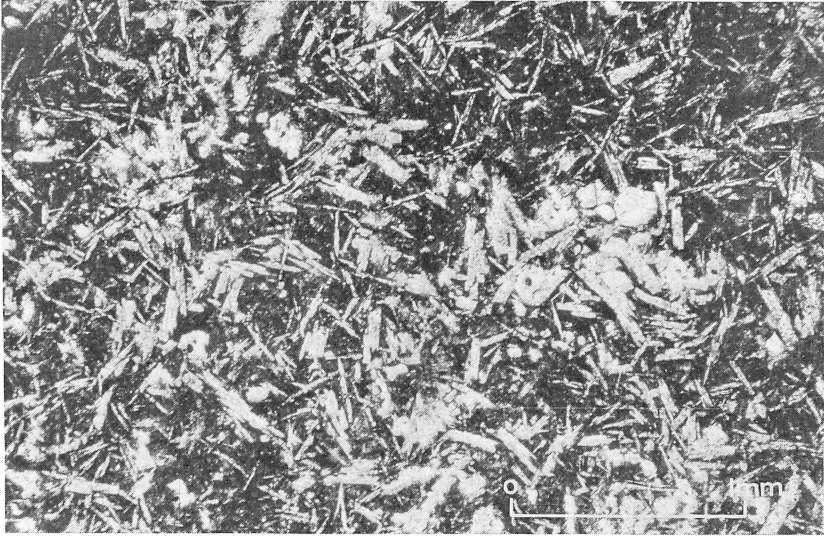


Fig. 6. — Structure aphanitique caractéristique, de type spilitique, constituant l'intérieur des pillows. Nicols non croisés.

### 3.3. Données chimiques

#### 33.1. Les éléments majeurs

Les données chimiques concernant la matière interpillow (hyaloclastite) et le coussin de lave lui-même, sont représentées dans le tableau I.

Ces analyses révèlent d'importantes différences dans la composition chimique, d'une part entre la matière interpillow et le pillow y associé, d'autre part entre les différentes parties analysées du coussin. Les teneurs relativement élevées de fer, de magnésium et de la perte en eau, accompagnées de faibles concentrations en silice et en alcalis dans l'hyaloclastite et dans la bordure du pillow, s'expliquent facilement tenant compte de l'importante chloritisation qu'ont subi ces zones, sans doute essentiellement vitreuses au départ.

Les variations dans les teneurs en Al, Mg, Ca et alcalis à l'intérieur même du pillow sont remarquables et s'accordent, en partie, avec les observations faites à propos d'un pillow d'âge mésozoïque des Iles du Cap Vert (P. DE PAEPE et al., 1974). Dans les deux cas la teneur en titane reste assez constante, indépendamment de la partie du pillow qu'on analyse.

Une telle variation chimique à l'intérieur d'un bloc de lave témoigne de conditions de formation bien particulières, et peut avoir des causes très différentes. Parmi elles, il faut signaler, avant tout, les phénomènes d'hydratation. L'hydratation peut avoir lieu soit au moment de l'éruption sous-marine, soit ultérieurement par interaction avec l'eau de mer. Établir la cause exacte reste, néanmoins, difficile parce que très souvent il y a eu interaction de plusieurs phénomènes.

TABLEAU I

*Analyse chimique de différentes parties d'un pillow et de la brèche associée*  
(Anal. J. VAN HENDE)

|                                | 1       | 2       | 3       | 4       | 5       | 6       |
|--------------------------------|---------|---------|---------|---------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 42.19 % | 49.87 % | 58.80 % | 59.19 % | 54.85 % | 54.08 % |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.00   | 7.56    | 10.77   | 8.59    | 11.69   | 12.79   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.54    | 0.42    | —       | —       | 0.29    | —       |
| FeO                            | 15.46   | 13.89   | 6.14    | 7.63    | 8.65    | 10.13   |
| MgO                            | 6.48    | 7.10    | 2.81    | 3.92    | 3.34    | 3.49    |
| CaO                            | 4.83    | 10.60   | 8.86    | 9.69    | 8.63    | 7.03    |
| K <sub>2</sub> O               | 0.70    | 0.64    | 1.12    | 0.83    | 1.49    | 1.65    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.19    | 1.70    | 4.41    | 3.61    | 3.90    | 3.91    |
| TiO <sub>2</sub>               | 2.91    | 2.90    | 2.60    | 2.60    | 2.65    | 3.19    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.25    | 0.26    | 0.38    | 0.31    | 0.38    | 0.39    |
| MnO                            | 0.16    | 0.23    | 0.11    | 0.14    | 0.14    | 0.15    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 7.30    | 4.31    | 2.83    | 2.38    | 2.90    | 2.68    |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.44    | 0.34    | 0.34    | 0.47    | 0.22    | 0.08    |
| Tot.                           | 99.45   | 99.82   | 99.17   | 99.36   | 99.13   | 99.57   |

1. Brèche hyaloclastique

2. Bordure du pillow

3. 4. 5. Zones intermédiaires entre la bordure et le cœur du pillow, 3 étant la plus rapprochée de la croûte et 5 étant échantillonnée près du noyau

6. Noyau du pillow

L'importance de l'hydratation pour la composition de la roche a été étudiée dans un verre basique récent des îles Galápagos (P. DE PAEPE, 1966) et est illustrée par les analyses reportées dans le tableau II. Le verre basique analysé a une composition de tholéiite à olivine et il provient, tout comme la palagonite y associée, d'un dépôt de hyaloclastite de l'île Daphne Mayor. Dans l'hyaloclastite en question, la palagonite forme des croûtes très minces, d'une épaisseur de quelques dixièmes de mm autour des granules de verre (P. DE PAEPE, 1966).

Si nous admettons que la teneur en fer reste inchangée pendant le phénomène de la palagonitisation, nous pouvons conclure à un lessivage du magnésium, du calcium et de la soude d'environ 80 %, de la silice et du manganèse de 50 % et de l'aluminium d'environ 30 %. Le titane reste quasi constant. L'enrichissement en potasse est remarquable. Il convient de signaler que la grande concentration en P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> dans la zone palagonitisée n'est nullement significative, puisqu'elle est due à une absorption de phosphore provenant de dépôts avoisinants de guano.

Si les effets d'une hydratation sont peu évidents dans le cas du pillow du massif de Kimbangu — au moins en ce qui concerne les données chimiques — certains échantillons d'hyaloclastite provenant du point 1 rappellent, néanmoins, des structures microscopiques caractérisant la palagonitisation.

Le tableau 3, enfin, compare la composition du noyau du pillow — la partie du pillow qui est sans doute la plus représentative du point de vue chimique — avec la moyenne de quatre analyses chimiques de sills doléritiques à pigeonite de l'Ouest-Congolien (P. GROSEMANS, 1951). Ces sills sont de composition tholéiitique à légère sursaturation.

TABLEAU II

*Analyse chimique d'un verre basaltique et de son auréole hydratée (= palagonite)*  
(Anal. J. VAN HENDE)

|                                | 1       | 2       |
|--------------------------------|---------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48.01 % | 34.98 % |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 16.65   | 17.35   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0.50    | 16.48   |
| FeO                            | 9.73    | —       |
| MgO                            | 8.66    | 2.38    |
| CaO                            | 10.67   | 2.91    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.25    | 0.73    |
| K <sub>2</sub> O               | 0.20    | 1.07    |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.07    | 1.50    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.74    | 5.03    |
| MnO                            | 0.16    | 0.11    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1.07    | 12.50   |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.48    | 4.50    |
| Total                          | 100.19  | 99.54   |

1. Sidéromélane non altérée
2. Sidéromélane hydratée (= palagonite)

TABLEAU III

*Analyse chimique de sills doléritiques à pigeonite et d'un noyau de pillow*

|                                | 1      | 2       |
|--------------------------------|--------|---------|
| SiO <sub>2</sub>               | 48.3 % | 54.08 % |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.7   | 12.79   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 2.3    | —       |
| FeO                            | 9.4    | 10.13   |
| MgO                            | 5.7    | 3.49    |
| CaO                            | 9.4    | 7.03    |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.7    | 3.91    |
| K <sub>2</sub> O               | —      | 1.65    |
| TiO <sub>2</sub>               | 1.9    | 3.19    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.2    | 0.39    |
| MnO                            | tr.    | 0.15    |
| H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>  | 1.3    | 2.68    |
| H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>  | 0.2    | 0.08    |
| Total                          | 100.1  | 99.57   |

1. Moyenne de quatre sills (Anal. M<sup>lle</sup> HENRY, Laboratoire de Recherches Chimiques et Minéralogiques de la Colonie, Tervuren)
2. Noyau de pillow (voir tableau I, anal. 6)

33.2. *Les éléments en traces*

## 332.1. Considérations générales

A l'exception d'une des zones intermédiaires, toutes les parties du pillow, prises en considération pour l'étude des éléments majeurs, ont été analysées sur leurs teneurs en traces, y compris plusieurs terres rares (tableau IV).

TABLEAU IV

*Abondance de quelques terres rares et autres éléments en traces dans différentes parties d'un pillow (en ppm)*

|       | 1   | 2     | 3      | 4      | 5      |
|-------|-----|-------|--------|--------|--------|
| La    |     | 6.2   | 13.1   | 16.4   | 19.0   |
| Ce    |     | 16.9  | 34.0   | 42.5   | 48.8   |
| Nd    |     | 14.4  | 24.6   | 28.6   | 33.1   |
| Sm    |     | 4.32  | 6.53   | 6.72   | 7.83   |
| Eu    |     | 1.43  | 1.93   | 1.90   | 2.17   |
| Tb    |     | 1.09  | 1.33   | 1.32   | 1.48   |
| Ho    |     | 1.39  | 1.57   | 1.35   | 1.72   |
| Yb    |     | 3.88  | 3.72   | 3.52   | 3.84   |
| Lu    |     | 0.657 | 0.536  | 0.552  | 0.569  |
| Co    |     | 45.4  | 24.3   | 35.2   | 42.7   |
| Cr    |     | 156   | 169    | 163    | 181    |
| Rb *  | 21  |       | 30     | 42     | 46     |
| Sc    |     | 63.8  | 35.8   | 34.0   | 36.2   |
| Sr *  | 139 |       | 362    | 401    | 399    |
| Hf    |     | 5.05  | 5.37   | 5.40   | 5.90   |
| Ta    |     | 1.1   | 1.2    | 1.2    | 1.3    |
| Th    |     | 2.62  | 2.99   | 2.93   | 3.21   |
| U     |     | 0.67  | 0.73   | 0.73   | 0.76   |
| Y *   | 54  |       | 55     | 51     | 58     |
| Zr *  | 243 |       | 222    | 152    | 241    |
| Rb/Sr |     |       | 0.0818 | 0.1054 | 0.1160 |
| Th/U  |     | 3.91  | 4.10   | 4.01   | 4.22   |
| K/Rb  |     |       | 310    | 295    | 298    |

1. Brèche hyaloclastique

2. Bordure du pillow

3. 4. Zones intermédiaires correspondant respectivement aux analyses 3 et 5 du tableau I

5. Noyau du pillow

\* Anal. M. DELVIGNE & F. DUREZ, M.R.A.C., Tervuren

La distribution, à l'intérieur du pillow, du Rb, Sr, Hf, Ta, Th et U est tout à fait comparable à celle de la potasse. Ceci n'a rien de surprenant, puisque certains de ces éléments sont fortement apparentés du point de vue chimique et physique. Seul le Sc est nettement enrichi dans la bordure du pillow. D'autres éléments comme le Co, le Zr et l'Y ne montrent pas de gradient net et significatif.

Comme les neuf terres rares dosées sont bien réparties dans le groupe des lanthanides, nous pouvons facilement suivre le comportement de toutes les terres rares dans les différentes zones du pillow analysé. Si nous divisons la concentration absolue de chaque lanthanide déterminé, par la teneur absolue de la terre rare correspondante dans les chondrites, nous constatons que la forme des courbes ainsi obtenues est fort comparable, indépendamment de la partie du pillow considérée (fig. 7). Seule la zone externe du coussin est appauvrie en lanthanides légers par rapport aux terres rares lourdes. Ce phénomène a, sans aucun doute, son origine dans l'importante transformation du verre basaltique en minéraux chloriteux.

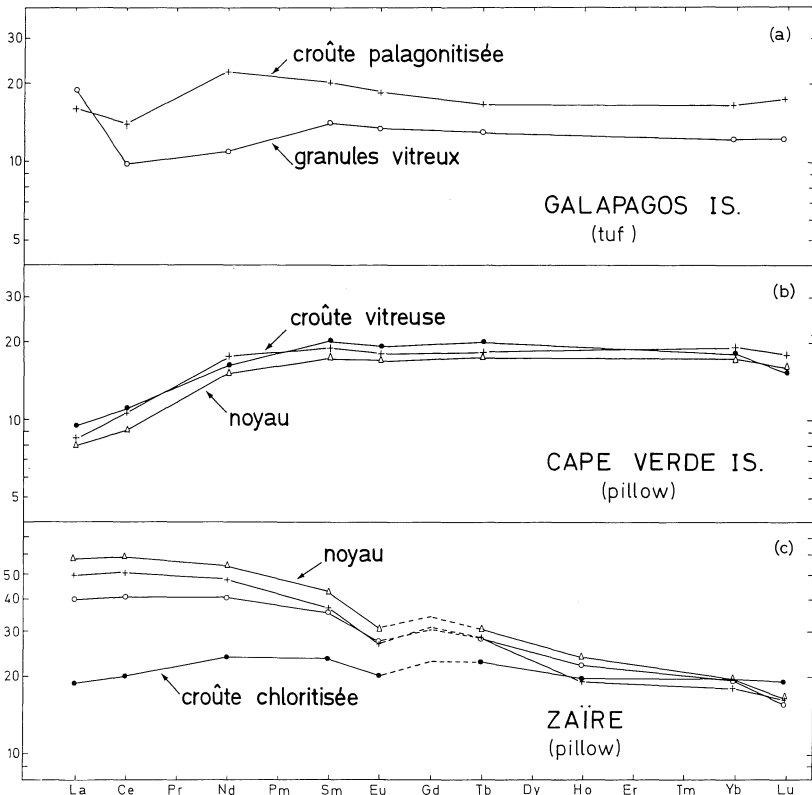


Fig. 7. — Abondance en terres rares par rapport aux chondrites dans quelques roches volcaniques d'origine sous-aquatique.

Quoique les courbes, obtenues par normalisation par rapport aux chondrites, soient toutes comparables en ce qui concerne leur forme, on observe néanmoins une faible augmentation des concentrations absolues des lanthanides vers le cœur du pillow. Une répartition inverse des concentrations en terres rares a été observée dans un pillow du Cap Vert (P. DE PAEPE et al., 1974) et dans la palagonite des Îles Galápagos (tableau V) (fig. 7).

On peut déduire de ces observations que, ni la zonéation frappante pour les éléments majeurs, ni la splittisation, la palagonitisation ou un faible métamorphisme



de la lave, provoquent de grands changements dans la configuration des courbes de type Coryell-Masuda.

TABLEAU V

*Abondance de quelques terres rares et autres éléments en traces dans un verre basaltique et son auréole hydratée (= palagonite) (en ppm)*

|    | 1    | 2    |
|----|------|------|
| La | 6.2  | 5.2  |
| Ce | 8.0  | 11.6 |
| Nd | 6.5  | 13.2 |
| Sm | 2.43 | 3.47 |
| Eu | 0.94 | 1.28 |
| Tb | 0.65 | 0.82 |
| Yb | 2.37 | 3.20 |
| Lu | 0.40 | 0.53 |
| Co | 56   | 38   |
| Cr | 448  | 390  |
| Hf | 1.8  | 2.4  |
| Sc | 36.7 | 49.8 |
| Ta | 0.16 | 0.22 |

1. Sidéromélane non altérée

2. Sidéromélane hydratée (= palagonite)

L'allure générale des courbes, obtenues pour le pillow de Kimbungu, semble confirmer le caractère tholéiitique de ces basaltes (L. TACK, 1975a).

### 332.2. Ti-Zr-Y-Sr

La classification des roches basaltiques sur base de leurs teneurs en Ti, Zr, Y et Sr (J. PEARCE and J. CANN, 1973) a été appliquée aux pillows du massif de Kimbungu et à d'autres faciès, appartenant au magmatisme basique de l'Ouest-Congolien (fig. 1; tableaux IV et VI). Il semble que cette méthode de classification génétique soit valable dans le cas de roches faiblement à moyennement métamorphiques ou dans le cas de formations antérieures au Mésozoïque-Cénozoïque.

Des différences importantes pour les standards USGS de référence, discutées ailleurs (L. TACK, 1975a), existent entre les teneurs en Y adoptées pour les analyses de J. A. PEARCE and J. R. CANN (1973) d'une part, et pour les nôtres d'autre part.

Si on n'en tenait pas compte, les diverses roches vertes étudiées, correspondraient au groupe des basaltes de fonds océaniques (fig. 8, 9 et 10) (type O.F.B.), impliquant, d'après le système de classification proposé par J. PEARCE and J. CANN (1973), un volcanisme lié à un modèle géotectonique de bordure de plaques à mouvement divergent. Un échantillon d'un dyke, perçant le socle antérieur à l'Ouest-Congolien, présente les mêmes caractéristiques que celles de l'Ouest-Congolien.

TABLEAU VI

Abondance en Rb, Sr, Y, Zr et Ti dans des roches ouest-congoliennes affleurant hors du massif de Kimbangu et dans un dyke (\*) (\*\*)

|       | 1      | 2      | 3      | 4      | 5      | 6      | 7      |
|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Rb    | 34     | 19     | 23     | 19     | 25     | 26     | 36     |
| Sr    | 256    | 278    | 221    | 213    | 226    | 238    | 228    |
| Y     | 29     | 29     | 34     | 32     | 53     | 38     | 39     |
| Zr    | 128    | 112    | 78     | 123    | 212    | 153    | 134    |
| Ti    | 0.86   | 0.76   | 0.86   | 1.26   | 2.09   | 1.60   | 1.19   |
| Rb/Sr | 0.1328 | 0.0683 | 0.1040 | 0.0892 | 0.1106 | 0.1092 | 0.1250 |

(\*) Rb, Sr, Y, Zr en ppm; Ti en %

(\*\*) Anal. M. DELVIGNE & F. DUREZ, M.R.A.C., Tervuren

1. (491) Roche verte doléritique (sill)
2. (847) Roche verte doléritique, grossièrement grenue (sill)
3. (1307) Roche verte spilitique, finement grenue (coulée)
4. (1488) Roche verte microdoléritique (sill)
5. (2111) Roche verte doléritique, grossièrement grenue (sill)
6. (2304) Roche verte doléritique (sill)
7. (2181) Roche verte doléritique (dyke)

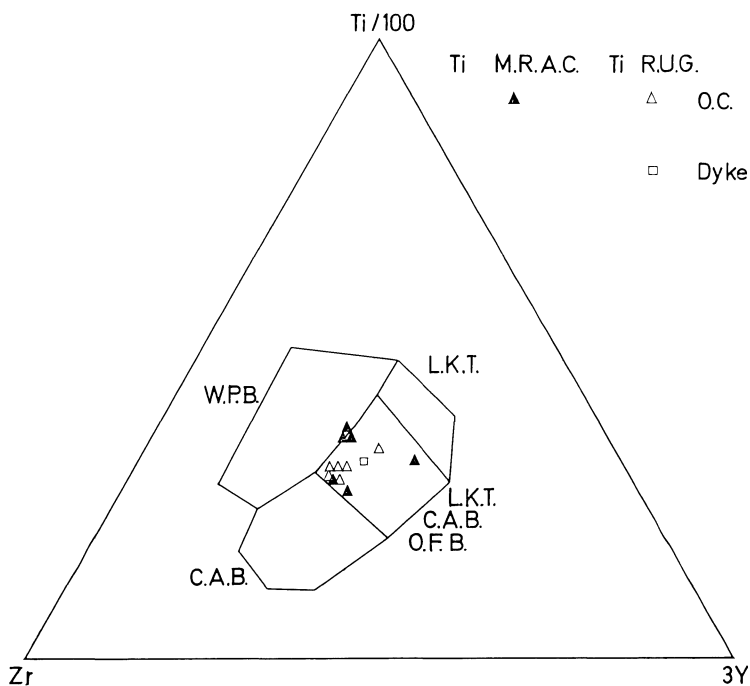


Fig. 8. — Classification des roches vertes basaltiques de l'Ouest-Congolien, en fonction de leur teneur en Ti, Zr et Y (J. A. PEARCE and J. R. CANN, 1973).

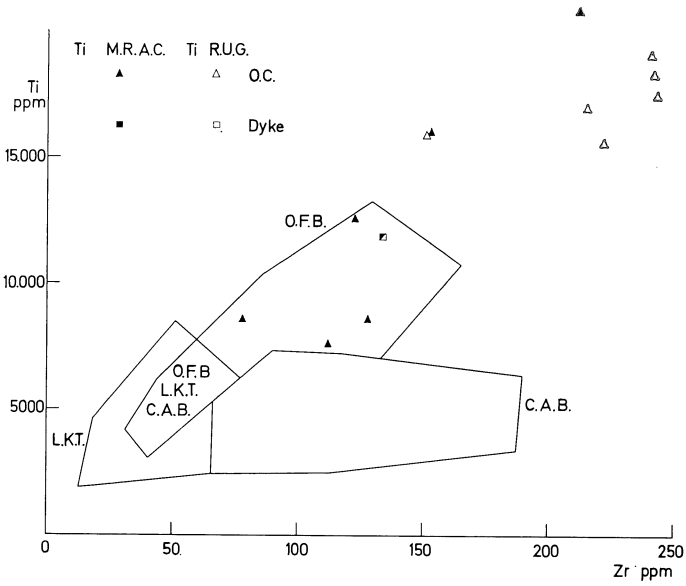


Fig. 9. — Classification des roches vertes basaltiques de l'Ouest-Congolien en fonction de leur teneur en Ti et Zr (J. A. PEARCE and J. R. CANN, 1973).

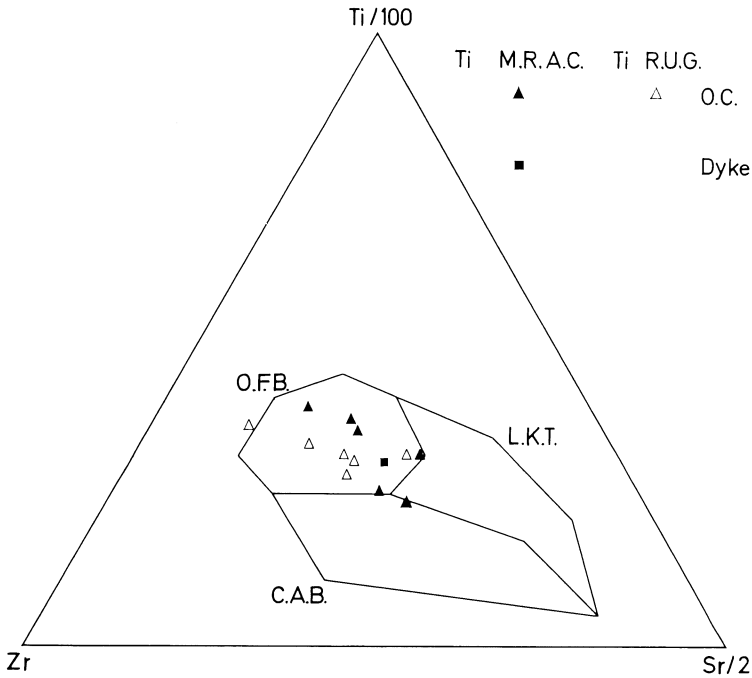


Fig. 10. — Classification des roches vertes basaltiques de l'Ouest-Congolien en fonction de leur teneur en Ti, Zr et Sr (J. A. PEARCE and J. R. CANN, 1973).

Par contre, lorsque l'on prend en considération ces différences très importantes dans l'étalonnage, un glissement systématique des valeurs en Y déplace les roches en question vers le centre du diagramme (fig. 8), avec une légère tendance au type magmatique d'intérieur de plaques (W.P.B.). L'examen des figures 9 et 10 devient dès lors superflu (J. PEARCE and J. CANN, 1973).

Suivant une comparaison entre le magmatisme basique ouest-congolien et celui de Gangila (L. TACK, 1975a), ce contexte géotectonique d'intérieur de plaques (ensialique) semble le mieux correspondre à la réalité.

#### BIBLIOGRAPHIE

- ANTUN, P., 1961. — Observations préliminaires sur le massif cristallophyllien de Kimuaka (Bas-Congo). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **84**, 229-240.
- BRIEN, V., 1910. — Les roches et les alluvions aurifères du bassin de la Dimba (Congo belge). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **37**, M 83-98.
- CAHEN, L., 1963. — Glaciations anciennes et dérive des continents. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **86**, B 19-83.
- CAHEN, L., 1973. — Corrélation de certaines séries du Précambrien supérieur du Zaïre à la lumière de l'étude des stromatolites et des données de géochronologie radio-métriques. Rapp. Ann. 1972. *Dépt. Géol. Min. Mus. roy. Afr. centr. Tervuren*, 38-51.
- CAHEN, L. et LEPERSONNE, J., 1966. — Existence de trois orogénèses dans le Précambrien du Bas-Congo. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **262**, 1181-1184.
- CAHEN, L. and SNELLING, N. J., 1966. — The Geochronology of Equatorial Africa. 195 p. North-Holland Publishing Company. Amsterdam.
- CAHEN, L. and LEPERSONNE, J., 1967. — The Precambrian of the Congo, Rwanda and Burundi. *in* RANKAMA (edit.): The Precambrian, **3**, 143-290. Interscience Publishers. New York.
- DELHAL, J., 1973. — Étude pétrographique des laves du massif de Kimbundu (Bas-Zaïre). Rapp. Ann. 1972 *Dépt. Géol. Min. Mus. roy. Afr. centr. Tervuren*, 52-53.
- DE PAEPE, P., 1966. — Geologie van Isla Daphne Mayor (Islas Galápagos, Ecuador). *Natuurwet. Tijdschr.*, **48**, 67-80.
- DE PAEPE, P., KLERKX, J., HERTOGEN, J. and PLINKE, P., 1974. — Oceanic Tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **22**, 347-354.
- DE DORLODOT, L., 1922a. — Note sur les échantillons de roches des terrains archéens et primaires du Mayumbe de la Collection de Briey. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **44**, C 41-67.
- DE DORLODOT, L., 1922b. — Note sur la roche éruptive d'Issanghila. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **44**, C 19-22.
- DOSSIERS SERVICE GÉOLOGIQUE DU ZAIRE (1967-1968) (EGOROFF, A., M'BAKANU, J. et SOLOMONI, C.).
- GROSEMANS, P., 1951. — Intrusions basiques et laves des formations anciennes du Bas-Congo. *Ann. Mus. Congo belge. Tervuren*, Sér. in-8°, *Sci. Géol.*, **9**, 11-36.
- GROSEMANS, P., 1959. — La bauxite dans le Bas-Congo. *Bull. A.R.S.O.M.*, **5**, 1, 457-469.
- HERTOGEN, J. and GIJBELS, R., 1971. — Instrumental neutron-activation analysis of rocks with a low-energy photon detector. *Anal. Chim. Acta.*, **56**, 61-82.
- LEPERSONNE, J., 1950. — Dossiers du Musée royal de l'Afrique centrale, Tervuren.
- LEPERSONNE, J., 1951. — Données nouvelles sur la stratigraphie des terrains anciens du Bas-Congo. *Bull. Soc. belg. Géol.*, **60**, 169-189.
- LEPERSONNE, J., 1973. — Notice explicative de la feuille Ngungu (1/200.000). *Dir. Serv. géol. Minist. Min. Rép. Zaïre*, 66 p.

- LEPERSONNE, J., 1974. — Notice explicative de la carte géologique du Zaïre au 1/2 000 000. *Dir. Géol. Dépt. Min. Rép. Zaïre*, 67 p.
- PEARCE, J. A. and CANN, J. R., 1973. — Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**, 290-300.
- SCHERMERHORN, L. J. G. and STANTON, W. I., 1963. — Tilloids in the West Congo geosyncline. *Quart. J. geol. Soc. Lond.*, **119**, 201-241.
- STAS, M., 1959. — Contribution à l'étude géologique et minéralogique des bauxites du nord-est du Mayumbe. *Bull. A.R.S.O.M.*, **5**, 1, 470-493.
- TACK, L., 1973. — Le massif de la Lufu et sa bordure (République du Zaïre). Note préliminaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **96**, 31-47.
- TACK, L., 1975a. — Étude pétrochimique de la Formation des Roches vertes de Gangila. *Ann. Soc. géol. Belg.*, **98**, 271-283.
- TACK, L., 1975b. — Thèse de doctorat (en préparation). Université de Gand.

