

RAPPORT ANNUEL
POUR L'ANNEE 1980

du

Département de Géologie et de Minéralogie
du Musée Royal de l'Afrique Centrale

CONTRIBUTION A LA CONNAISSANCE DU VOLCANISME DU SUD-KIVU : LA REGION DE CYANGUGU - BUGARAMA (RWANDA)

par

P. DE PAEPE (*) et M. FERNANDEZ-ALONSO (**)

ABSTRACT.

In view of a geochronological study of the Cenozoic plateau basalts of southwestern Rwanda about fifty lava flows were analysed petrographically and on their major element content. Although the volcanic rocks of the alkaline series are predominant it results from the present study that lavas with tholeiitic affinities constitute another important part of the lava flows. This is in strong contrast with what is observed in other areas belonging to the volcanic province of South Kivu (Zaire and Burundi) where up to the present only exceptionally tholeiitic rocks have been reported.

SAMENVATTING.

In het kader van een geochronologische studie van de cenozoïsche plateaubazalten van zuid-west Rwanda werden een vijftigtal lavastromen petrografisch en chemisch geanalyseerd. De onderzoeksresultaten tonen aan dat in dit gebied, naast gesteenten van de alkalische reeks, ook heel wat bazalten met tholeietische kenmerken dagzomen. Dit is een opmerkelijke vaststelling vermits in de andere delen van de vulkanische provincie van Zuid-Kivu (Zaire en Burundi) tot op heden slechts sporadisch tholeieten werden gesignaleerd.

(*) Laboratorium voor Aardkunde, R.U.G., Krijgslaan, 271, B-9000 Gent;
wetenschappelijk medewerker van het KMMA.

(**) Bursaal I.W.O.N.L.; wetenschappelijk medewerker van het KMMA.

SOMMAIRE

1. Introduction.
2. Cadre géologique général.
3. Pétrographie et pétrochimie des laves.
4. Conclusions générales.
5. Références.

1. INTRODUCTION.

Le volcanisme du Sud-Kivu fait partie des manifestations volcaniques qui sont liées à la branche occidentale du rift africain. Il fut essentiellement fissural et occupe à ce jour une grande partie du Kivu oriental (province du Zaïre), le sud-ouest du Rwanda, de même qu'une petite superficie à l'extrémité nord-ouest du Burundi. Selon Meyer (1954), trois grandes unités géographiques peuvent être distinguées :

- (a) la première comprend la région au sud et au sud-ouest du lac Kivu; toutes les roches volcaniques qui s'étendent depuis la plaine de la moyenne Rusizi (Burundi) jusqu'au voisinage de Kalehe (Zaïre) appartiennent à cette unité;
- (b) le deuxième groupe tous les épanchements volcaniques de la région de Mwenga-Kamituga (Zaïre).
- (c) la troisième est répartie sur toute une série de lambeaux situés au nord-ouest du lac Kivu (environs de Numbi, Zaïre).

La plupart des laves qui constituent le champ volcanique du Sud-Kivu sont des basaltes subhorizontaux décrits comme appartenant à une série alcaline (Meyer, 1954; Guibert, 1977a et 1977b; Villeneuve, 1978). Ils sont le produit d'éruptions volcaniques à l'air libre. Les laves différenciées sont apparemment peu abondantes et elles affleurent surtout dans le voisinage de la vallée de la haute Rusizi. Il s'agit généralement de laves et de roches pyroclastiques de composition trachytique. Les trachytes semblent occuper une position intermédiaire entre les basaltes «inférieurs» et les épanchements basaltiques plus récents (Villeneuve, 1978, p. 331, d'après Frautschi et Delaloye). Des basaltes subalcalins ont été signalés à plusieurs endroits (Sud-Idjwi, canyon de la Rusizi, etc.) et il semble qu'ils se soient mis en place avant les laves alcalines (Holmes, 1940; Guibert, 1977b; Bellon et Pouclet, 1980).

D'après Meyer (1954) la plupart des émissions volcaniques du Sud-Kivu remonteraient au Plio-Pléistocène et cette activité magmatique se serait répartie sur cinq périodes successives (phase I, II, III, III' IV et V). L'auteur ne précise ni l'âge des basaltes de la phase I ni celui du volcanisme le plus récent (rhyolites du Kahusi). Frautschi (1973) pour sa part suppose que le début des épanchements volcaniques dans la région de la haute Rusizi se situerait au Crétacé.

Selon les données chronostratigraphiques de Villeneuve (1978, p. 331, d'après Frautschi et Delaloye) les basaltes «inférieurs» de la haute Rusizi se seraient formés il y a environ 70 m.a. Pour les tufs trachytiques de la haute Rusizi des âges de 5 à 6,5 m.a. sont avancés. La succession stratigraphique se termina par la mise en place des basaltes alcalins de la chaîne de Tshibinda-Tshibatî. Les dernières éruptions dans cette région auraient eu lieu tout au début de ce siècle.

Tout récemment Bellon et Pouclet (1980) ont publié les résultats de datations par K-Arde quelques laves de l'aire du Sud-Kivu. Un basalte subalcalin du Sud-Idjwi est daté de 49 m.a. et les auteurs croient que cette roche appartient aux premières manifestations volcaniques de la région. La datation du basalte alcalin de Tshibinda par contre a donné un âge de 1,6 et de 1,7 - 1,9 m.a. Toutes les autres roches examinées appartiendraient au Mio-Pliocène.

Dans le cadre du tracé des cartes géologiques au 1/50.000 du Rwanda sud-occidental Frautschi a effectué en 1972 et 1973 des levés de terrain dans la région de Cyangugu-Bugarama. Les esquisses de ces cartes, ainsi que les descriptions des levés de terrain, ont été déposées au Département de Géologie et de Minéralogie du M.R.A.C. (Frautschi, 1973). En vue de la publication d'une note sur la géochronologie des laves du SW du Rwanda un des auteurs (M.F.- A.)(*) a visité la région de Cyangugu-Bugarama pendant l'été 1980. Les 429 points d'observation visités à cette occasion ont été décrits sommairement dans un rapport également déposé au Département de Géologie et de Minéralogie du M.R.A.C. (Fernandez-Alonso, 1980, rapport inédit). La présente étude résume les caractéristiques pétrographiques et chimiques d'une cinquantaine de laves recueillies lors de cette mission. Les datations isotopiques étant encore en cours, les résultats de l'étude géochronologique ne seront publiés qu'ultérieurement.

2. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL (fig. 1).

La région de Cyangugu-Bugarama s'étend à l'est de la haute Rusizi et constitue la partie rwandaise du champ de basaltes de la phase II, définie par Meyer (1954). Cette vaste zone volcanique couvre la partie occidentale de la préfecture de Cyangugu et est limitée par les parallèles 2°15'-2°45' S et les méridiens 28°50'-29°05' E. C'est une région de plateaux dont l'altitude varie entre 1500 et 1660 m au-dessus du niveau de la mer. Vers l'est le plateau passe aux hauteurs de Mibirizi qui dépassent 2000 m. Pour Meyer (1954) la crête de Mibirizi est un horst. Vers le sud-est le plateau s'abaisse en pentes assez raides vers le graben de Bugarama, situé à environ 1000 m d'altitude.

Les roches volcaniques néogènes et quaternaires qui forment le plateau situé à l'extrémité sud-ouest du Rwanda créent un paysage aux lignes arrondies, fait de larges croupes, séparées par des vallées à fond plat et aux versants raides. Ces roches reposent de façon discordante sur des formations métasédimentaires précambriennes. Essentiellement constitué de quartzites, de micaschistes et de phyllites ce socle apparaît le long des bords sud et sud-est du plateau, ainsi que dans les parties les plus profondes des vallées de la Rusizi, de la Jambwe et de la Katabuvuga. Par le jeu de failles postérieures à l'emplacement des coulées basaltiques le substratum antécambrien-peut également affleurer sur le plateau même, où il présente des buttes en forme de mamelon, facilement reconnaissables sur le terrain et sur les photographies aériennes (butte de Biru).

Il est impossible de décrire ici les différentes coulées échantillonnées en fonction de leur position stratigraphique, ceci pour une double cause : (a) le nombre de coupes continues dans la région considérée est très restreint; (b) le plateau basaltique est morcelé par de nombreuses failles mal localisées, qui ont causé d'importants déplacements verticaux. De ce fait la position stratigraphique ne peut être déduite à coup sûr de l'altitude relative des laves récoltées.

(*) Les échantillons étudiés ont été récoltés lors d'une mission effectuée dans le cadre d'un projet subsidié par le Fonds de la Recherche Fondamentale Collective.

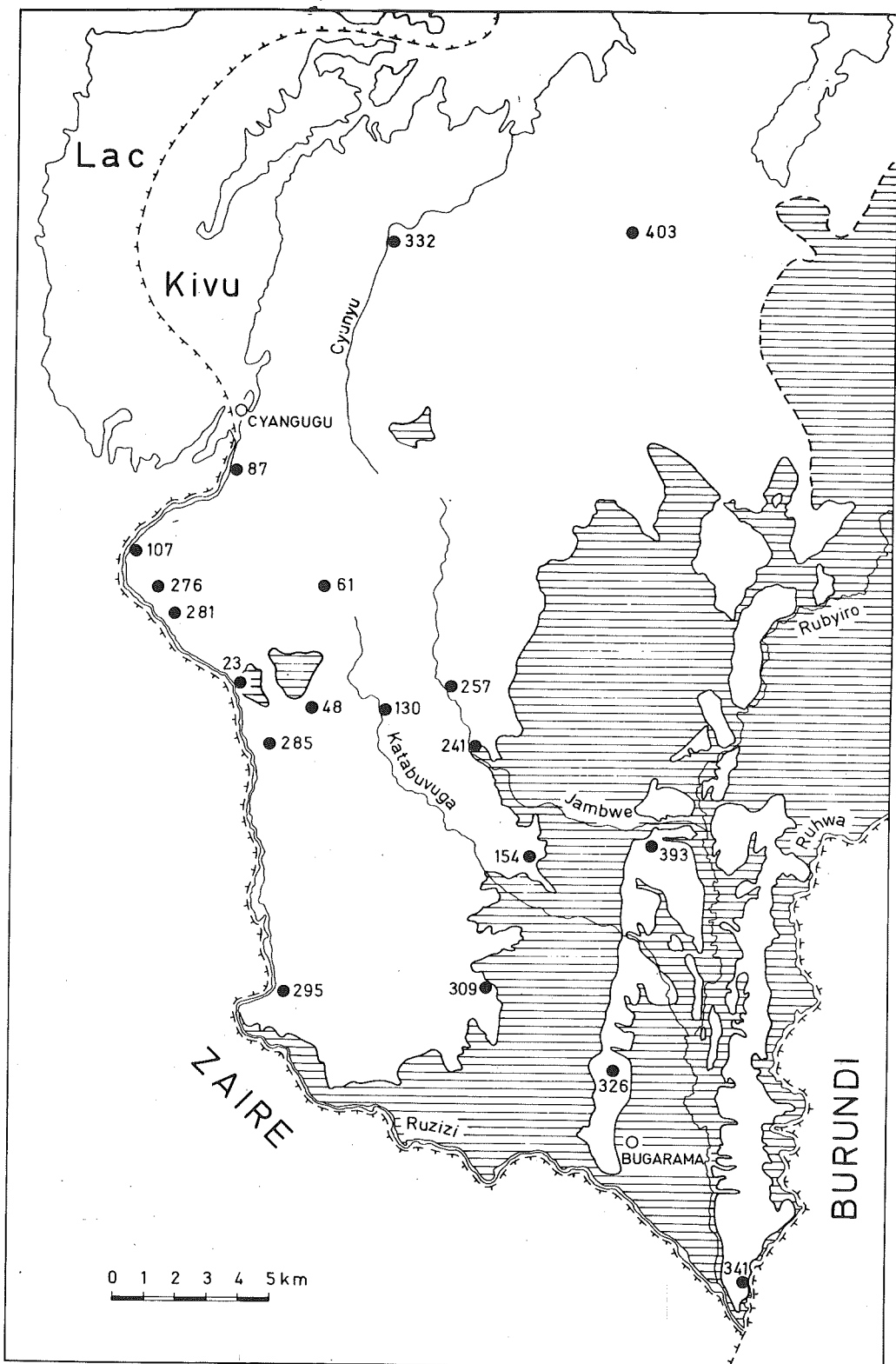


Fig. 1.- Localisation du champ volcanique du sud-ouest du Rwanda et des échantillons analysés chimiquement (cette étude). Le soubassement précambrien de la région est indiqué par des traits horizontaux.

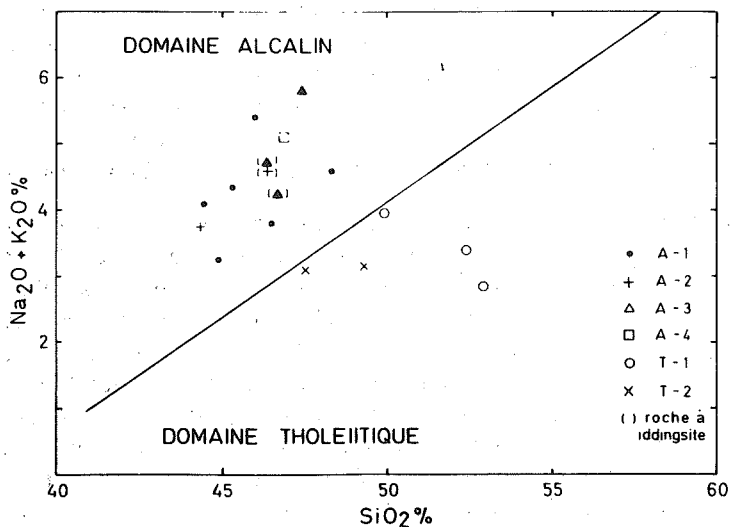


Fig. 2.- Diagramme Alc./SiO₂ (poids %) des laves basaltiques de la région de Cyangugu-Bugarama. Les roches alcalines (A) et tholéitiques (T) sont représentées en tenant compte de leurs caractéristiques pétrographiques (A-1, A-2, etc.).

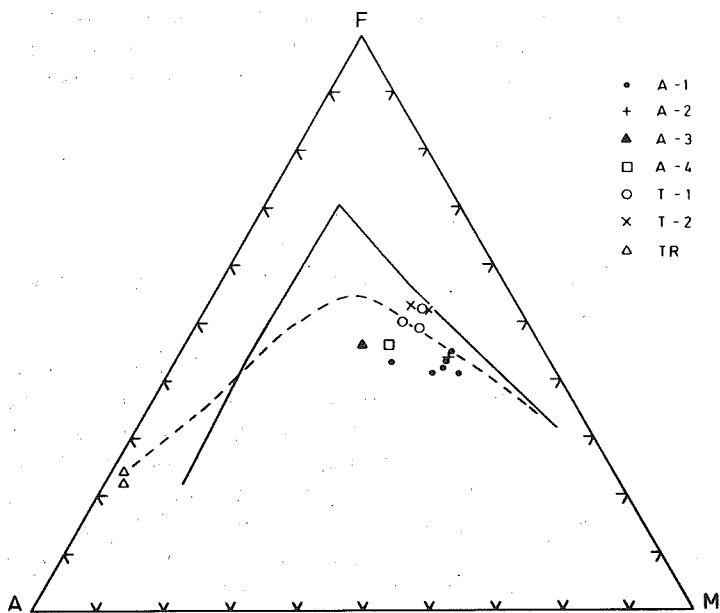


Fig. 3.- Diagramme AFM des laves analysées de la région de Cyangugu-Bugarama : basaltes alcalins (A), basaltes tholéitiques (T) et trachytes (TR). Les roches à iddingsite ne sont pas représentées sur le diagramme. Le trait continu correspond à la série tholéitique, le trait discontinu à la série alcaline des îles Hawaii (Macdonald et Katsura, 1964).

Les nombreux petits affleurements qui existent partout dans la région sont en outre profondément altérés, ce qui ne favorise guère une étude chronostratigraphique et pétrologique. Cette altération résulte souvent en la formation d'épaisses couches argileuses. Ces « lits rouges » (Meyer, 1954) proviennent sans aucun doute de phénomènes pédogénitiques (Neel et Frankart, s.d.). En d'autres endroits la lave basaltique montre une altération en boules. Ces deux types d'altération, de même que leur origine, ont été décrits en détail par Meyer (1954) et ne seront par conséquent plus discutés dans cette note.

Une importante structure primaire peut néanmoins être observée de temps à autre dans les formations volcaniques entre Cyangugu et Bugarama. Il s'agit d'un débit en prisme (structure prismée). De belles colonnes basaltiques sont par exemple visibles tout près du barrage hydro-électrique sur la Rusizi, ainsi que le long d'escarpements de la Rusizi dans la commune de Gishoma (pts. 94, 95, 96, 239, 249, 295 et 296). Par ailleurs on observe parfois des niveaux pyroclastiques entre certaines coulées basaltiques. Ces intercalations se composent généralement de bombes (aux formes aérodynamiques ou en bouse de vache), de lapilli et de cendres basaltiques. Leur développement est toujours lenticulaire. L'épaisseur maximale des couches pyroclastiques ne dépasse guère quelques mètres et l'extension latérale est également très limitée (quelques dizaines de mètres au maximum). Les niveaux pyroclastiques contiennent souvent des fragments du socle précambrien. Il est fort probable que la présence de ces niveaux témoigne de l'existence locale de centres volcaniques de moindre importance qui ont connu à un certain moment une activité explosive.

Aux alentours de Bugarama (pts. 324 et 325) de minces couches d'opale sont localisées au contact de deux coulées basaltiques superposées. Ces dépôts d'opale sont de couleur brunâtre ou jaune olive. Parfois l'opale tapisse également quelques vacuoles de la lave. Meyer (1954) a observé dans la région de Surya des « pillow lavas » en association avec des dépôts de calcite, d'aragonite et de travertin et en conclut que certaines laves se sont écoulées sous eau avant l'abaissement du niveau du lac Tanganyika. A cet égard il convient encore de signaler la présence près du barrage (pt. 96) sur la Rusizi, exutoire du lac Kivu, d'une pépérite composée de fragments de basalte cimentés par une gangue très riche en débris de mollusques d'eau douce.

3. PETROGRAPHIE ET PETROCHIMIE DES LAVES.

L'étude microscopique des laves du SW du Rwanda souligne l'existence de deux types de basalte bien distincts.

Dans un grand nombre de laves basaltiques l'olivine est présente à la fois en phénocristaux et dans la mésostase. Dans ce cas le seul pyroxène noté est un clinopyroxène, souvent brun pâle à brun violacé, suggérant une composition d'augite riche en CaO et légèrement titanifère. La composition minéralogique de ces roches indique donc qu'elles appartiennent à une série alcaline et cette parenté alcaline est confirmée par l'étude chimique d'une dizaine de roches (tabl. 1 et 2). Le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 2) indique en effet que ces basaltes sont à classer comme étant des roches moyennement alcalines appartenant à une séquence sodique ($\text{Na}/\text{K} > 1$).

La composition minéralogique et modale des basaltes tholéiitiques est très différente de celle des basaltes alcalins. Ce sont des laves dépourvues d'olivine dans la mésostase et contenant souvent des phénocristaux d'orthopyroxène. La nature subalcaline de ces roches est confirmée par l'étude chimique des échantillons représentés dans le tabl. 3 et par la fig. 2. La norme CIPW des laves tholéiitiques fait toujours apparaître une saturation

en silice (quartz et hypersthène), quoique la teneur en quartz normatif calculée puisse être parfois exagérée à cause de la forte oxydation qu'ont subie certaines roches analysées.

Les caractéristiques pétrographiques de ces deux classes de basalte peuvent être résumées de la façon suivante :

(a) Les basaltes alcalins.

Les basaltes alcalins ont une composition minéralogique très uniforme. Les constituants principaux sont - dans l'ordre de leur importance volumétrique - le plagioclase, un clinopyroxène (probablement du type augite riche en CaO et légèrement titanifère), l'olivine et des minéraux opaques. Quelques laves renferment également du verre volcanique et/ou de la calcite. Tenant compte de la nature et de l'abondance des phénocristaux, quatre types de basaltes alcalins ont été distingués.

Parmi les basaltes alcalins les roches porphyriques contenant de nombreux phénocristaux d'augite et d'olivine et quelques rares phénocristaux de plagioclase (pts. 1, 6, 36, 39, 59, 75, 87, 120, 130, 281, 295, 303, 326, 332, 398 et 415) prédominent largement. Elles constituent le **groupe A-1** du tabl. 1. La taille des phénocristaux est assez variable, leur diamètre moyen pouvant être estimé à 0,8 mm. Le clinopyroxène qui se présente en phénocristaux est généralement automorphe, zoné et non altéré. Une structure en sablier est très répandue, de même que la présence de macles simples. Plusieurs de ces grands cristaux de clinopyroxène contiennent de nombreuses inclusions irrégulières ou en forme de goutte. Elles sont souvent concentrées dans la partie externe du minéral. Dans quelques laves du groupe A-1 une variété de clinopyroxène vert pâle ou vert jaunâtre coexiste avec des grains brunâtres ou brun violacé.

Les phénocristaux d'olivine sont tantôt automorphes, tantôt corrodés. Contrairement à ce qui s'observe dans les clinopyroxènes les phénocristaux d'olivine peuvent avoir subi une altération intense. Comme produits d'altération il faut mentionner la serpentine et l'iddingsite. Certaines olivines ont été soumises à une forte oxydation et de ce fait elles sont superficiellement ou entièrement transformées en magnétite ou en hématite. Les phénocristaux de plagioclase sont généralement résorbés et englobent des inclusions de nature fort différente. Quand elles sont très nombreuses elles donnent au minéral un aspect spongieux. Tous les phénocristaux de plagioclase sont maclés et zonés. La forme du plagioclase suggère que le minéral n'était nullement en équilibre dans le magma basaltique au moment de son épanchement.

Quelques basaltes du groupe A-1 ont une structure gloméroporphyrique bien développée. Dans certaines de ces roches les agglomérats ou cumulats de phénocristaux se confondent avec des inclusions grenues de composition gabbroïque, pyroxénitique et péricrotite qui sont également présentes dans la lave. Ceci n'est pas étonnant puisque la minéralogie des inclusions grenues rappelle celle des phénocristaux (pts. 1, 120, 130, 281, 303, 326 et 398). Seules les laves 303 et 398 contiennent des inclusions à hypersthène (pt. 303) et à biotite (pt. 398) et ces deux minéraux n'interviennent jamais dans la composition minéralogique des laves alcalines étudiées.

Quelques critères microscopiques permettent néanmoins de distinguer parfois les xénocristaux des vrais phénocristaux : (1) la présence de macles simples dans l'olivine et de macles multiples dans le clinopyroxène (macles mécaniques); (2) une extinction ondulante dans l'olivine et dans le clinopyroxène; (3) des lamelles d'exsolution dans le clinopyroxène et (4) une auréole réactionnelle autour de l'orthopyroxène.

Parmi les autres inclusions qui peuvent être observées dans les laves du groupe A-1 il convient de signaler des fragments de quartzite et des grains grossiers de quartz. Ces

inclusions siliceuses sont toujours arrondies et entourées par une couronne de clinopyroxène à disposition plus ou moins radiale. Au contact du quartz et du clinopyroxène on remarque généralement une zone vitreuse brunâtre parsemée de minuscules grains opaques et riche en cristallites.

Les constituants de la mésostase des basaltes du groupe A-1 sont le plagioclase, un clinopyroxène riche en CaO et légèrement titanifère, l'olivine, des minéraux opaques (surtout de la magnétite), parfois du verre volcanique verdâtre ou brun et de la calcite. La texture de la mésostase est intergranulaire. La calcite occupe de préférence des plages interstitielles dans la pâte microcristalline. Dans d'autres cas la calcite remplit partiellement ou entièrement des vacuoles. Le minéral montre alors souvent une orientation fibro-radiale. Il faut signaler enfin la présence de minéraux chloriteux dans certaines laves. Ces chlorites proviennent de l'altération des plages vitreuses ou bien elles tapissent la paroi de certaines cavités.

Si on tient compte de leur norme CIPW (tabl. 1) les basaltes alcalins du groupe A-1 sont à classer en partie comme étant des basaltes alcalins à olivine et en partie comme étant des basanitoides. Il semble en effet que certaines de ces roches (87 et 332) contiennent plus de 5% de néphéline normative. Cette nomenclature est en parfait accord avec celles de Strong (1972) et de Saggerson et Williams (1964) puisque dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$ (fig. 2) la majorité des roches du groupe A-1 occupe le domaine des basaltes alcalins tandis que les roches à teneur élevée en néphéline normative se rangent parmi les basanites.

Quelques basaltes alcalins, notamment ceux du **groupe A-2** (tabl. 2), sont caractérisés par la dominance nette des phénocristaux d'olivine sur ceux d'augite et de plagioclase. Ce sont généralement des roches microporphyriques car la taille moyenne des phénocristaux est à peine de 0,3 mm (pts. 154, 172, 241 et 359). Dans une grande partie des basaltes du groupe A-2 l'olivine a subi une iddingsitisation fort avancée. Des inclusions grenues de composition basique ou ultramafique n'ont pas été observées, mais par contre il semble que la présence de grains de quartz arrondis est plus répandue. Pour le reste les laves du groupe A-2 sont comparables à celles du groupe A-1.

Cette ressemblance minéralogique est d'ailleurs confirmée par l'analyse chimique de deux laves de ce groupe (pts. 154 et 241). Le fait que la roche 241 contient du quartz dans la norme est trompeur et résulte de l'importante iddingsitisation de l'échantillon. Il est connu en effet que la formation d'iddingsite s'accompagne d'une forte oxydation de la roche et influence en plus de façon notable sa teneur en MgO. Dans la même mesure nous constatons que la valeur de l'indice de différenciation est faussé et ne correspond plus à celui de la lave originelle.

Les basaltes alcalins qui forment le **groupe A-3** (pts. 16, 23, 107, 285 et 335) contiennent surtout des phénocristaux de plagioclase, de taille souvent très considérable. Dans la lave 285 par exemple on enregistre des plagioclases de plus de 1,5 cm de long. Le nombre de phénocristaux de plagioclase reste néanmoins toujours peu élevé. Le minéral est souvent résorbé et bourré d'inclusions. Des microphénocristaux d'olivine et d'augite peuvent accompagner les phénocristaux de plagioclase. Comparées aux basaltes A-1 et A-2 les roches du groupe A-3 contiennent systématiquement plus de feldspaths et par conséquent elles sont plutôt leucocrates. Leur texture est intergranulaire, voire même trachytique. La mésostase comprend du plagioclase, un clinopyroxène brun pâle à brun, de l'olivine et des minéraux opaques. Quand le verre basaltique est présent, il est de couleur vert pâle. Très souvent le verre est hydraté, ce qui a conduit à la formation de palagonite jaune orange à rouge brun. L'olivine des basaltes du groupe A-3 est iddingsitisée, serpentinisée ou a été remplacée par de la calcite. La norme de ces roches ne peut donc pas être utilisée pour les

classer de façon définitive. L'analyse de l'échantillon 285 prouve néanmoins, de même que certaines caractéristiques minéralogiques et texturales, que les basaltes de ce groupe sont de tendance hawaïitique. La composition du plagioclase normatif, l'indice de différenciation et le caractère leucocrate plaident en effet en faveur de cette hypothèse.

Le **groupe A-4** correspond à des laves aphyriques ou très faiblement porphyriques (pts. 309, 355, 358 et 420). Ces roches ont en général une mésostase à grain assez grossier, dans laquelle flottent de rares microphénocristaux d'olivine iddingsitisée. La mésostase se compose de plagioclase, d'un clinopyroxène brun à brun violacé, d'olivine iddingsitisée, de minéraux opaques et de calcite. Il n'y a pas ou très peu de verre volcanique. La calcite par contre est assez abondante. Elle occupe des plages interstitielles entre les microlites, ou tapisse la paroi de certaines vacuoles. Les roches du groupe A-4 ont une texture intergranulaire et plus rarement trachytique (pt. 309). L'analyse chimique d'une lave de ce groupe semble indiquer que toutes les roches du groupe ont une composition de basalte alcalin à olivine. Cependant on doit remarquer que les concentrations en éléments majeurs obtenues par l'analyse chimique ne reflètent nullement celles caractérisant le magma originel. La cause en est certainement l'iddingsitisation intense de l'olivine contenue dans la roche.

(b) Les basaltes tholéitiques.

Quoique les roches tholéitiques soient peu abondantes on les trouve sur presque toute l'étendue de la région étudiée. Elles sont remarquables par leur grande variabilité texturale et par une assez importante diversité dans leur composition minéralogique. Du point de vue minéralogique les tholéïtes se partagent en deux groupes bien distincts.

Le **groupe T-1** (pts. 257, 393, 401 et 403) comprend des laves porphyriques à nombreux phénocristaux allongés ou tabulaires de plagioclase et d'hypersthène. Leur taille moyenne est de 1 mm mais quelques cristaux atteignent une longueur de plus de 4 mm. Le minéral le plus frappant de ces roches est l'hypersthène. Il n'apparaît jamais dans la mésostase. En phénocristal il est toujours automorphe ou subautomorphe et présente un habitus prismatique bien développé. Sauf dans de rares cas où le minéral montre des traces d'une oxydation partielle l'hypersthène n'est jamais altéré. Son pléochroïsme est faible et son clivage peu prononcé. Dans deux laves (pts. 393 et 401) le minéral montre une bordure réactionnelle formée de grains de clinopyroxène. Le minéral était donc instable au moment de l'éruption de la lave.

Les phénocristaux de plagioclase sont en général automorphes, faiblement zonés et à macles multiples peu caractéristiques. Ils contiennent beaucoup moins d'inclusions que ceux englobés dans les basaltes alcalins. Toutes ces propriétés semblent indiquer que le minéral se trouvait dans un état de parfait équilibre avec le liquide basaltique. Seul l'échantillon 393 contient en plus quelques phénocristaux d'augite. L'augite y est automorphe à subautomorphe, présente des macles simples ou multiples et est parfois chargée de minuscules inclusions.

Les laves du groupe T-1 ont une texture intergranulaire ou intersertale. Leur mésostase se compose de plagioclase, de clinopyroxène incolore à brun et d'oxydes opaques. Une seule roche contient des microlites d'olivine iddingsitisée (pt. 393). Quand le verre volcanique est présent, l'hydratation peut avoir conduit à la formation de palagonite. La lave 393 est encore remarquable à un autre point de vue. Elle contient en effet pas mal d'inclusions d'origine plutonique. Ce sont des fragments ultramafiques comprenant surtout de la pyroxénite à hypersthène. Il ne serait donc pas étonnant qu'au moins une partie des phénocristaux d'hypersthène apparaissant dans cette lave soient en réalité des xénocristaux.

Sigralons enfin que certaines laves du groupe T-1 contiennent des nodules ou des xénolithes quartzeux. Ces xénolithes sont toujours de taille microscopique, arrondis et sont entourés par une bordure réactionnelle.

Le caractère subalcalin qui apparaît à travers la composition minéralogique de ces laves est confirmé par l'analyse chimique (tabl. 3). Le calcul de la norme CIPW montre en effet qu'il s'agit de roches à sursaturation en silice. La teneur en quartz normatif est parfois assez élevée mais ne semble pas être influencée par des phénomènes d'oxydation. Comme c'est généralement le cas dans des roches tholéitiques les laves du groupe T-1 sont, en comparaison avec les laves alcalines associées, caractérisées par de faibles teneurs en TiO_2 et en P_2O_5 .

Le seul indice minéralogique qui permet de reconnaître en lame mince la nature tholéitique des basaltes du **groupe T-2** (pts. 61, 311 et 341) est l'absence quasi totale d'olivine. Là où ce minéral apparaît tout de même, il forme de rares microphénocristaux. Les roches du groupe T-2 sont en général aphyriques ou très faiblement porphyriques, à grain assez grossier. Leur mésostase est formée de plagioclase, d'un clinopyroxène incolore à brun, de minéraux opaques et de verre volcanique. Le plus souvent le verre est converti en palagonite ou en minéraux chloriteux. Les rares grains d'olivine qui s'observent sont plus ou moins iddingsitisés. Contrairement à ce qui se note dans les basaltes tholéitiques à hypersthène la texture des roches du groupe T-2 est intersertale, hyalo-ophitique ou hyalo-subophitique. De ce fait les roches ont sur le terrain souvent l'aspect d'une roche doléritique.

L'analyse chimique des roches 61 et 341 souligne également le caractère tholéitique des laves du groupe T-2. Leur saturation en silice est peu importante et dans le diagramme $Na_2O + K_2O/SiO_2$ elles tombent assez près de la ligne empirique qui sépare le domaine tholéitique du domaine des roches alcalines. On peut en déduire que leur caractère tholéitique est donc beaucoup moins prononcé que dans le cas des laves du groupe T-1. L'indice de différenciation montre que tous les échantillons du groupe T-1 et ceux du groupe T-2 sont caractéristiques pour un magma basaltique non évolué.

(c) Les trachytes.

Seulement trois roches trachytiques (pts. 48, 84 et 276) étaient suffisamment fraîches pour être étudiées en lame mince. Toutes sont de composition minéralogique très uniforme ayant de la sanidine, des minéraux opaques, un clinopyroxène brunâtre ou légèrement violacé, de la biotite et sporadiquement aussi un peu de verre volcanique. La sanidine peut former des phénocristaux (max. 3 mm) et dans ce cas la roche devient légèrement porphyrique. Tous les microlites de sanidine dans les trachytes montrent un arrangement subparallèle conduisant à une texture fluidale très caractéristique.

La teneur en minéraux mafiques est toujours faible. Parmi ceux-ci les grains opaques, qui sont souvent transformés en hématite semi-transparente, dominant largement. Le clinopyroxène forme des grains trapus à pléochroïsme modéré. La biotite n'apparaît pas dans tous les trachytes analysés. Vu son pléochroïsme assez faible il semble que sa teneur en fer est peu élevée.

Malgré l'oxydation importante qu'ont subie les trachytes analysés on peut admettre qu'au départ toutes ces roches étaient légèrement sursaturées en silice (tabl. 2).

4. CONCLUSIONS GENERALES.

L'étude microscopique et chimique d'une cinquantaine de laves provenant de la région de Cyangugu-Bugarama souligne la position très particulière du sud-ouest du Rwanda dans l'ensemble de la province volcanique du Sud-Kivu. Il semble en effet que des laves tholéiitiques, généralement peu répandues dans le reste de ce district, y soient relativement bien représentées. Ce sont des roches basaltiques porphyriques qui contiennent souvent des phénocristaux d'hypersthène et plus rarement - en l'absence de l'orthopyroxène - de rares microphénocristaux d'olivine. Toutes les tholéiites décrites ont une composition primaire et sont caractérisées par une assez faible teneur en Al_2O_3 (14 à 15%) et des concentrations peu élevées en P_2O_5 . Leur répartition géographique est inégale puisqu'elles occupent seulement la partie orientale du champ volcanique.

Ce magmatisme tholéiitique, associé à une zone de rift continental, fait que l'aire volcanique du Sud-Kivu est très différente des autres districts volcaniques du rift occidental de l'Afrique Centrale (Toro-Ankole, Virunga et Rungwe). La position de cette province volcanique est donc tout à fait remarquable, voire même unique dans le cadre continental de l'Afrique.

Les roches alcalines constituent néanmoins la majeure partie des coulées affleurant dans l'extrémité sud-ouest du Rwanda. Elles ne diffèrent en fait nullement de celles observées dans le reste de la province volcanique du sud-Kivu (Kamituga-Mwenge, Walunga-Bukavu-Kalehe et Idjwi). L'abondance relative des roches trachytiques y avait déjà été signalée dans des travaux antérieurs et elle forme une autre particularité de la région étudiée. A part les basaltes alcalins à olivine et les coulées et tufs trachytiques, peu de termes intermédiaires de la série alcaline sont observés. A ce propos il faut signaler la présence de quelques laves basaltiques à tendance hawaïitique. Ce sont des roches leucocrates à phénocristaux de plagioclase et qui sont sans doute le résultat d'une cristallisation fractionnée.

5. REFERENCES.

- BELLON, H. et POUCKET, A. (1980) - Datations K-Ar de quelques laves du Rift-ouest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale. - *Geol. Rundschau*, **69**, pp. 49-62.
- FRAUTSCHI, J. (1973) - Carte géologique du Rwanda Sud-Occidental. 1. Feuille Cyangugu, Ech. 1/50.000.- Service Géol. Rwanda (carte non publiée).
- GUIBERT, Ph. (1977a) - Contribution à l'étude du volcanisme du Sud-Kivu (Zaïre). I. La chaîne volcanique Tshibinda-Kalehe. - *Arch. Sc. Genève*, **30**, pp. 15-27.
- GUIBERT, Ph. (1977b) - Contribution à l'étude du volcanisme du Sud Kivu (Zaïre). II. Les épanchements basaltiques anciens et récents de l'île Idjwi. - *Arch. Sc. Genève*, **30**, pp. 29-43.
- HOLMES, A. (1940) - Basaltic lavas of South Kivu, Belgian Congo. - *Geol. Mag.*, **77**, pp. 89-101.
- MACDONALD, G. and KATSURA, T. (1964) - Chemical composition of Hawaiian lavas. - *J. Petrol.*, **5**, pp. 82-133.
- MEYER, A. (1954) - Notes vulcanologiques. Les basaltes du Kivu méridional. - *Mém. Serv. Géol. Congo Belge*, **2**, pp. 25-52.

NEEL, H. et FRANKART, R. (s.d.) - Carte pédologique et notice explicative (inédit).

SAGGERSON, E. and WILLIAMS, L. (1964) - Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the northern Tanganyika alkaline district. - *J. Petrol.*, **5**, pp. 40-81.

STRONG, D. (1972) - Petrology of island of Moheli, Western Indian Ocean. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **83**, pp. 389-406.

VILLENEUVE, M. (1978) - Les centres d'émissions volcaniques du rift africain au sud du lac Kivu (République du Zaïre). - *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.*, **20**, pp. 323-334.

Tableau 1. - Composition chimique et norme CIPW de basaltes alcalins du groupe A-1 (anal. J. De Jaeger).

	87	130	281	295	326	332
SiO ₂	45,24	46,37	44,84	44,42	48,17	45,88
Al ₂ O ₃	14,21	13,38	13,77	13,69	13,65	14,93
Fe ₂ O ₃	2,83	3,55	4,99	4,91	3,27	2,28
FeO	7,92	6,91	5,92	5,93	6,85	8,05
MgO	10,09	10,77	9,54	9,89	9,42	7,76
CaO	10,85	9,32	11,26	9,83	9,90	9,72
Na ₂ O	3,03	2,24	2,20	2,77	3,40	3,87
K ₂ O	1,27	1,51	0,98	1,28	1,16	1,58
MnO	0,30	0,19	0,31	0,17	0,18	0,27
TiO ₂	1,96	1,81	1,97	1,68	2,12	2,05
P ₂ O ₅	0,69	0,55	1,16	0,82	0,98	1,08
H ₂ O ⁺	1,06	1,86	1,61	2,96	0,96	2,09
H ₂ O ⁻	0,63	1,05	1,31	1,55	0,41	0,23
Tot.	100,08	99,51	99,86	99,90	100,47	99,79
Norme CIPW						
qz	-	-	-	-	-	-
or	7,54	9,03	5,85	7,75	6,88	9,47
ab	14,51	19,31	18,91	21,35	28,20	19,99
an	21,69	22,46	25,24	21,83	18,77	19,14
ne	6,17	-	-	1,52	0,45	7,28
c	-	-	-	-	-	-
di	22,63	16,75	18,86	18,14	19,44	18,55
hy	-	6,40	6,98	-	-	-
ol	17,40	14,46	8,81	15,17	15,18	15,21
mt	4,15	5,25	7,35	7,34	4,79	3,38
il	3,76	3,50	3,80	3,29	4,06	3,98
hm	-	-	-	-	-	-
ap	1,62	1,30	2,74	1,96	2,30	2,56
tn	-	-	-	-	-	-
DI	28,2	28,3	24,8	30,6	35,5	36,8

Tableau 2. - Composition chimique et norme CIPW de basaltes alcalins (A2, A3 et A4) et de trachytes (TR) (anal. J. De Jaeger).

	A-2		A-3			A-4	TR	
	154	241	23	107	285	309	48	276
SiO ₂	44,28	46,36	46,29	46,62	47,33	46,73	59,90	61,86
Al ₂ O ₃	13,98	16,96	18,09	16,95	15,80	15,26	20,23	18,38
Fe ₂ O ₃	3,73	8,80	11,19	8,79	3,67	5,31	2,83	3,70
FeO	7,57	3,44	0,79	2,88	6,20	5,54	0,46	0,19
MgO	10,21	3,41	2,24	4,49	5,51	6,94	0,44	0,18
CaO	11,24	6,43	6,34	6,85	9,27	8,62	0,53	0,51
Na ₂ O	2,64	2,95	3,16	3,14	4,14	3,53	5,30	5,90
K ₂ O	1,03	1,62	1,50	1,05	1,62	1,57	5,02	4,87
MnO	0,23	0,19	0,16	0,17	0,25	0,19	0,08	0,17
TiO ₂	2,37	2,57	2,55	2,30	2,15	2,71	1,03	0,68
P ₂ O ₅	0,66	0,86	1,11	0,79	1,27	1,07	0,11	0,10
H ₂ O ⁺	1,37	2,77	2,86	2,30	1,47	1,34	2,18	1,57
H ₂ O ⁻	0,48	3,36	3,66	3,25	0,77	0,76	2,48	1,49
Tot.	99,79	99,72	99,94	99,58	99,45	99,57	100,59	99,60
Norme CIPW								
qz	-	6,83	9,85	5,38	-	-	9,08	8,34
or	6,13	9,79	9,07	6,31	9,65	9,34	30,14	29,05
ab	15,06	25,69	27,54	27,20	29,94	30,26	45,84	50,71
an	23,61	27,05	19,59	29,52	20,09	21,46	0,43	0,93
ne	4,11	-	-	-	3,04	-	-	-
c	-	0,76	4,45	0,10	-	-	6,11	3,16
di	22,80	-	-	-	14,60	11,61	-	-
hy	-	8,74	5,75	11,45	-	0,25	1,12	0,46
ol	16,00	-	-	-	8,82	7,70	-	-
mt	5,48	4,38	-	3,25	5,40	7,80	-	-
il	4,56	5,02	2,07	4,47	4,14	5,22	1,17	0,78
hm	-	6,04	11,53	6,76	-	-	2,89	3,76
ap	1,55	2,06	2,66	1,88	2,99	2,52	0,26	0,24
tn	-	-	3,77	-	-	-	1,07	0,69
DI	25,3	42,3	46,5	38,9	42,6	39,6	85,1	88,1

Tableau 3. - Composition chimique et norme CIPW de basaltes tholéitiques (T1 et T2) (anal. J. De Jaeger)

	T-1			T-2	
	257	393	403	61	341
SiO ₂	52.32	49.84	52.83	47.39	49.16
Al ₂ O ₃	14.75	13.91	14.98	13.20	13.77
Fe ₂ O ₃	2.48	2.65	3.01	3.91	2.83
FeO	7.50	7.71	7.20	7.76	7.58
MgO	6.60	6.21	6.40	7.48	5.96
CaO	8.86	9.23	7.63	8.16	10.43
Na ₂ O	2.85	3.02	2.28	2.39	2.57
K ₂ O	0.51	0.90	0.53	0.68	0.52
MnO	0.16	0.19	0.15	0.52	0.16
TiO ₂	1.67	1.87	1.56	2.00	1.84
P ₂ O ₅	0.30	0.42	0.20	0.36	0.31
H ₂ O ⁺	1.01	3.00	1.40	3.20	3.72
H ₂ O ⁻	0.75	0.53	1.63	2.93	1.01
Tot.	99.76	99.48	99.80	99.98	99.86
Norme CIPW					
qz	5.15	1.47	10.16	2.64	3.45
or	3.02	5.45	3.16	4.13	3.17
ab	24.35	26.34	19.56	20.90	22.58
an	26.23	22.45	29.51	24.09	25.48
ne	-	-	-	-	-
c	-	-	-	-	-
di	13.15	17.85	6.12	12.39	21.30
hy	19.56	16.77	21.75	22.24	14.23
ol	-	-	-	-	-
mt	3.63	3.96	4.43	5.86	4.26
il	3.20	3.66	3.01	3.93	3.63
hm	-	-	-	-	-
ap	0.70	1.01	0.47	0.86	0.75
tn	-	-	-	-	-
DI	32.5	33.3	32.9	27.7	29.2

Localisation des roches analysées chimiquement (tabl. 1, 2 et 3).

- (23) Ancienne carrière sur la rive gauche de la Rusizi, env. 500 m au SE de la jonction Rusizi-Kabingo. Commune de Cyimbogo, secteur Nyamagana.
- (48) Le long de la route Cyangugu-Bugarama, une centaine de m au S du marais. Commune de Cyimbogo, secteur Ruyonga.
- (61) A la confluence de la Mugongo et de l'Amburamazi. Commune de Cyimbogo, secteur Nyakayinya.
- (87) Rive gauche de la Rusizi, env. 1 km au S d'un pont en construction. Commune de Cyimbogo, secteur Mururu.
- (107) Petite plate-forme longeant la rive gauche de la Rusizi, 2 km en aval du barrage. Commune de Cyimbogo, secteur Mutongo.
- (130) Le long de la Katabuvuga, env. 3,5 km au S de sa source. Commune de Cyimbogo, secteur Ruyonga.
- (157) Dans le talus d'un sentier qui longe la crête entre la Jambwe et la Katabuvuga. Commune de Gishoma, secteur Mukimbashiro.
- (241) Dans le talus de la route Mibirizi-Bugarama, à la hauteur des premières chutes de la Jambwe. Commune de Nyakabuye, secteur Mibirizi.
- (257) Près de la confluence de la Jambwe et de la Kankende. Commune de Nyakabuye, secteur Muhunga.
- (276) Le long d'un petit affluent de la rive gauche de la Rusizi. Commune de Cyimbogo, secteur Cyimbogo.
- (281) 750 m au N de la jonction entre la Kabingo et la Rusizi. Commune de Cyimbogo, secteur Cyimbogo.
- (285) Le long du ruisseau Gisuma, env. 500 m de la Rusizi. Commune de Cyimbogo, secteur Murehe.
- (295) Falaise sur la rive gauche de la Rusizi. Commune de Gishoma, secteur Ntenle.
- (309) Le long de la route Cyangugu-Bugarama, 3 km au SE de Mushaka. Commune de Bugarama, secteur Giti.
- (326) Dans le talus de la route Cyangugu-Bugarama, env. 3 km au N de Bugarama. Commune de Bugarama, secteur Rwumba.
- (332) Le long de la Cyungu, près du pont. Commune de Kamembe, secteur Rwahi.
- (341) Le long de la Ruhwa, près de la route Bugarama-Bujumbura. Commune de Bugarama.
- (393) Colline près de l'usine de ciment en construction. Commune de Nyakabuye, secteur Mashasha.
- (403) Le long de la route de Bushenge à l'hôpital de Shanghi. Commune de Gisuma, secteur de Bushenge.