

SÉANCE MENSUELLE DU 16 OCTOBRE 1951.

Présidence de M. P. DUMON, président.

Le président annonce la mort de M. HENRY VERDINNE, Ingénieur en chef des Charbonnages d'Aiseau-Presles. Le défunt, dit-il, s'intéressait vivement à la géologie du Houiller et, depuis 1946, a fréquemment assisté à nos séances. Il fait ensuite part à l'assemblée du décès de M. ARMAND RENIER, membre effectif depuis 1907, ancien Chef du Service Géologique de Belgique, ancien Président de la Société, et donne la parole à M. A. GROSJEAN, qui, devant l'assemblée debout, présente l'éloge funèbre qu'on trouvera à la fin du présent tome. Notre Société perd en M. A. RENIER un collaborateur éminent, un fidèle ami et l'un de ses plus fermes soutiens.

Le président propose ensuite et fait admettre comme membres effectifs les personnes suivantes :

MM. JACQUES DEMARQUE, étudiant, 64, rue Saint-Donat, Houdeng-Goegnies; présenté par MM. R. Marlière et R. Cambier.

GEORGES MATHIEU, étudiant, 322, avenue Wilson, Jemappes; présenté par MM. R. Marlière et A. Delmer.

Il signale la présence dans la salle de M. GAIBAR PUERTAS, Docteur en Sciences, Professeur à l'Université de Barcelone, membre du « Consejo Superior de Investigaciones Cientificas » d'Espagne, et lui souhaite la bienvenue.

Le Secrétaire Général donne des précisions sur le Congrès Géologique International qui se tiendra à Alger du 8 au 15 septembre 1952, et annonce que notre collègue M. E. DARTEVELLE organise le samedi 20 octobre une excursion à Stockel, au cours de laquelle seront visitées des coupes dans le Tongrien et le Rupélien. Réunion à 14 h 30, Place de Stockel.

Dons et envois reçus :

1° De la part des auteurs :

10454 ... Technische Hogeschool te Delft. Programma van de lessen voor het studiejaar 1951-1952. Delft, 1951, 244 pages.

- 10455 ... Proceedings of the Third International Congress of Sedimentology Groningen-Wageningen Netherlands, 5-12 July 1951. La Haye, 1951, 332 pages, figures et cartes.
- 10456 *Berthois, L.* Contribution à la connaissance lithologique de l'Archipel du Cap-Vert. Lisbonne, 1950, 194 pages et 17 figures.
- 10457 *Botelho da Costa, J.* Aspectos do problema da erosão do Solo em Africa. Lisbonne, 1950, 26 pages et 9 figures.
- 10458 *Buringh, P.* De Bodemkartering van Nederland. Deel IX. Over de Bodemgesteldheid rondom Wageningen. La Haye, 1951, 131 pages, 3 planches et 42 figures.
- 10459 *Cox, L. R.* et *Maubeuge, P. L.* Revision de la faune de mollusques de l'horizon des « Stipites » du Larzac (Bathonien saumâtre). Marseille, 1949, 12 pages et 2 planches.
- 10460 *Chaudoir, H., Ancion, Ch., Pasiels, A.* et *Willière, Y.* Étude géologique du Bassin houiller de Liège. Le Massif de Herve. Région occidentale. Bruxelles, 1951, 60 pages et 3 planches.
- 10461 *Groves, A. W.* Silicates analyses. A manual for Geologists and Chemists. With chapters on check calculations and geochemical data. Second edition revised and enlarged with foreword by Professor Arthur Holmes. Londres, 1951, 336 pages et 11 figures.
- 10462 *Henry, N. F. M., Lipson, H.* et *Wooster, W. A.* The interpretation of X-Ray diffraction photographs. Londres, 1951, 258 pages et 231 figures.
- 10463 *Kuenen, Ph. H.* Turbidity currents of High density. Londres, 1948, 9 pages et 3 figures.
- 10464 *Kuenen, Ph. H.* Slump structures in the Waitemata beds around Auckland. Wellington, 1950, 9 pages et 4 figures.
- 10465 *Kuenen, Ph. H.* Troebelingsstromingen als verklaring der gesorteerde gelaagdheid. Amsterdam, 1951, 2 pages.
- 10466 *Kuenen, Ph. H.* Mechanics of varve formation and the action of turbidity currents. Stockholm, 1951, 15 pages et 4 figures.
- 10467 *Kuenen, Ph. H.* Warven in Nederland ? La Haye, 1951, 4 pages.
- 10468 *Mendes Correa, A.* et *Teixeira, C.* A Jazida pré-histórica de Eira Pedrinha (Condeixa). Lisbonne, 1949, 64 pages, 16 planches et 26 figures.
- 10469 *Maubeuge, P. L.* Études géologiques sur la partie occidentale de la feuille de Toul au 50.000^e et en particulier sur les terrains oxfordiens. Paris, 1950, 7 pages.

- 10470 *Maubeuge, P. L.* Données paléontologiques nouvelles sur la Dolomie dite « Dolomie de Beaumont » du Keuper moyen de Lorraine. Paris, 1949, 8 pages, 1 planche et 2 figures.
- 10471 *Maubeuge, P. L.* Excursion du 25 juin 1950, dans le Saulnois (Géologie). Nancy, 1950, 7 pages.
- 10471 *Maubeuge, P. L.* Notes géologiques. I. Nancy, 1950, 8 pages..
- 10472 *Maubeuge, P. L.* Observations sur le Lotharingien et le Carixien du Grand-Duché de Luxembourg et comparaisons avec les régions voisines. Luxembourg, 1950, 8 pages.
- 10473 *Maubeuge, P. L.* Nouvelles recherches stratigraphiques et paléontologiques sur l'Aalénien luxembourgeois. Luxembourg, 1950, 33 pages et 16 planches.
- 10474 *Maubeuge, P. L.* Sur le soi-disant *Ancyloceras* (« *Ancyloceras Mosellense* » TERQUEM) du Musée de Metz. Paris, 1950, 4 pages et 2 figures.
- 10475 *Maubeuge, P. L.* Quelques précisions sur la base du Toarcien. Paris, 1951, 3 pages.
- 10476 *Maubeuge, P. L.* Une expérience de radiesthésie appliquée aux études géologiques. Nancy, 1951, 9 pages.
- 10477 *Maubeuge, P. L.* Un cas de « Structures superficielles » dans l'Aalénien ferrugineux de Lorraine. ? , 1951, 4 pages.
- 10478 *Maubeuge, P. L.* Le sondage de Belleville près de Verdun (Meuse). Paris, 1951, 3 pages.
- 10479 *Minakami, T.* Report of the volcanic activities in Japan during 1948-1950. Tokyo, 1951, 18 pages, 15 figures et 7 planches.
- 10480 *Nawroczyński, B.* Towarzystwo Naukowe Warszawskie. Materiały do Jego Dziejów w Latach 1907-1950, na Podstawie archiwum. Varsovie, 1950, 155 pages et 15 planches.
- 10481 *Pannekoek, A. J.* Outline of the geologic history of the Netherlands. La Haye, 1951, 12 pages et 4 figures.
- 10482 *Pastiels, A.* Étude du gisement houiller de la Campine. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Westphalien B : Quelques éléments de la faune non marine. Bruxelles, 1951, 6 planches.
- 10483 *Van Andel, T. H.* Provenance, transport and deposition of Rhine sediments. Wageningen, 1950, 129 pages et 45 figures.
- 10484 *Van Leckwyck, W.* Sur l'existence de mouvements orogéniques calédoniens au Maroc Central. Paris, 1951, 2 pages.

- 10484 *Van Leckwyck, W.* Sur l'âge et la nature des minerais de fer de la région comprise entre Christian et le plateau des phosphates (Maroc Central). Paris, 1951, 2 pages.
- 10485 *Van Leckwyck, W., Biot, A., Demanet, F., Pastiels, A. et Willière, Y.* Étude géologique du Bassin houiller de Charleroi. La concession Tergnée-Aiseau-Presle (Première partie). Bruxelles, 1951, 155 pages et 8 planches.
- 10486 *Van Straaten, L. M. J. U.* Periodic patterns of rippled and smooth areas on water surfaces, induced by wind action. Amsterdam, 1950, 12 pages, 3 figures et 2 photos.
- 10487 *Van Straaten, L. M. J. U.* Longitudinal ripple marks in Mud and Sand. Groningen, 1951, 7 pages et 5 figures.
- 10488 *Zbyszewski, G.* Les vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne. Lisbonne, 1949, 77 pages et 22 planches.
- 9935 *Institut National pour l'Étude Agronomique du Congo belge (I.N.E.A.C.).* Flore du Congo belge et du Ruanda-Urundi. Spermatophytes. Vol. II. Bruxelles, 1951, 609 pages, planches et figures.
- 10314 *Comité Spécial du Katanga.* Comptes rendus du Congrès scientifique, Elisabethville, 1950, 13-19 août. Vol. III. Travaux de la Commission Minière et Métallurgique. Bruxelles, 1951, 218 pages, planches et figures.

2° Nouveaux périodiques :

- 10489 *Poznan.* Bulletin de la Société des Amis des Sciences et des Lettres de Poznan. Série B : Sciences mathématiques et naturelles. Livr. X (1949).
- 10490 *Paris.* Gouvernement Général de Madagascar et Dépendances. Annales Géologiques du Service des Mines, n^{os} I à XVIII (1931-1949).

Communications des membres :

M.-E. DENAEYER et A. PETITJEAN. — *Le volcan Karibumba (Nord-Kivu). Étude morphologique et pétrographique.* (Texte ci-après.)

H. TAZIEFF. — *L'Etna et son éruption actuelle* (texte ci-après), avec présentation d'un film en couleurs.

**Le volcan éteint de Karibumba (Kivu Nord)
et son substratum cristallin.**

Étude morphologique et pétrographique,

par M.-E. DENAEYER et A. PETITJEAN.

ABSTRACT. — *The morphology of this explosion volcano of Stromboli type is intimately in relation with the tectonic and topography of its granitic basement.*

It is formed only of a tuff of ashes without any lava flow. The petrologic nature of the ashes consists of a melanocratic melilitic ankaratrite of unknown variety. The authors propose provisionally for this lava the name of « karibumbite » in order to distinguish it from the more alkaline melilitic lavas described by A. Holmes from the South-West district of Uganda.

The ashes of Karibumba contain a great deal of granitic and amphibolitic xenoliths of the basement.

I. — MORPHOLOGIE.

La route Congo-Nil traverse, entre les kilomètres 574,9 et 576,6, le flanc oriental d'un cône de cendres isolé, édifié sur les contreforts d'un plateau granitique qui domine la plaine de l'Ituri (fig. 1).

Ce cône se situe à quelque 2.000 m au Sud du gîte de Karibumba, dans la concession de M. Lourtie, par 0°22' de latitude Nord et 29°22' de longitude Est (coordonnées du cratère).

CARACTÈRES GÉNÉRAUX.

Le bord le plus élevé du cratère terminal est à l'altitude de 1.330 m au-dessus du niveau de la mer et domine d'environ 80 m le socle cristallin, des côtés Sud et Est. Par contre, du côté Nord, il dépasse à peine ou se maintient sous le niveau du socle (fig. 2, 3 et 4).

Le contour extérieur de l'appareil volcanique affecte la forme d'une poire dont la queue est une traînée de cendres dirigée

vers le Sud-Ouest. La superficie couverte par les produits volcaniques atteint presque 127 hectares.

Le long des flancs Est et Ouest du volcan, les rivières Lombardia, d'une part, et Moha, d'autre part, coulent en direction Nord-Sud

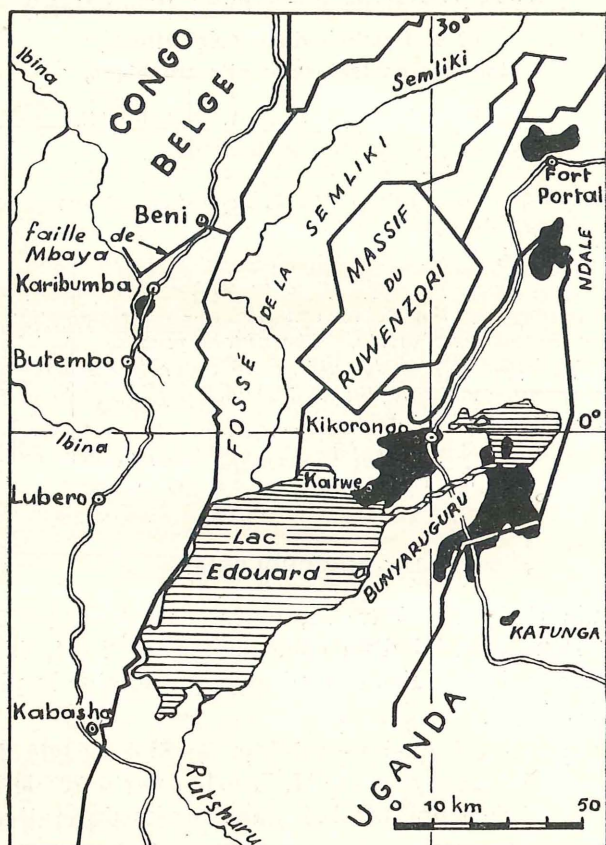


FIG. 1. — En noir : appareils volcaniques.
En traits forts : failles.

et confluent au niveau du socle cristallin à environ 1.250 m d'altitude. Au delà du confluent, la traînée terminale a été canalisée par la vallée de la Lombardia et s'étend, sur environ 900 m, jusqu'au Sud du confluent de cette rivière avec la rivière Irunga.

Vers l'amont, les rivières Lombardia et Moha reçoivent deux petits ruisseaux qui dévalent du sommet du volcan : ce sont,

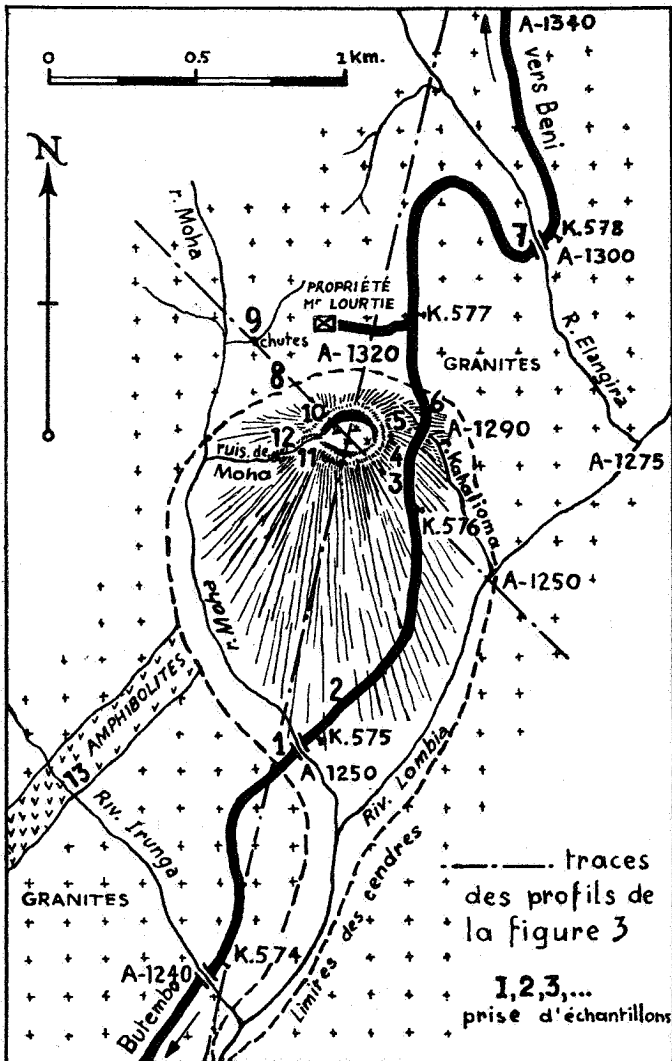


FIG. 2. — Le cône de cendres et ses abords.

respectivement, le ruisseau de Kahalioma et le ruisseau de Moja, dont il sera question plus loin.

Le cône est fortement dissymétrique. Le cratère terminal se localise, en effet, à l'extrême Nord du volcan et la grande masse des cendres s'étale en pente douce vers le Sud et vers l'Est.

RELIEF DU SOCLE ET MORPHOGENÈSE DU VOLCAN.

La situation et la forme générale du volcan de Karibumba semblent avoir été déterminées autant par la topographie et la tectonique de son substratum cristallin que par le caractère nettement strombolien de ses éruptions.

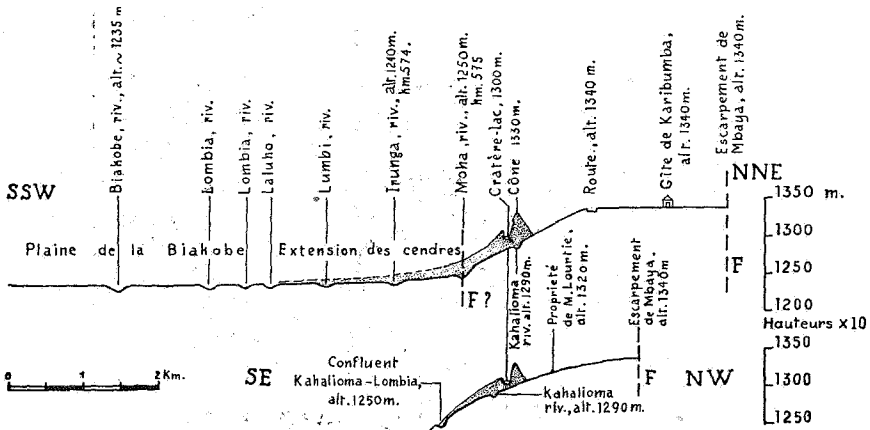


FIG. 3. — Profils du substratum et du volcan.

En effet, quand on se dirige du Sud vers le Nord (fig. 1, 2, 3 et 4), la section Butembo-Beni de la route Congo-Nil court, à partir de la rivière Biakobe, dans une plaine granitique vallonnée (plaine de la Biakobe) dont l'altitude se maintient entre 1.220 et 1.250 m. Mais, après la traversée de la rivière Moha, cette route gravit un plateau granitique, traverse en tranchée le cône de cendres qui repose sur lui, atteint à la sortie de la tranchée l'altitude de 1.300 m, puis continue à s'élever jusqu'à l'altitude de 1.340 m, au sommet de l'escarpement de Mbaya. A la base de cet escarpement s'étale la plaine de l'Ituri ou de Beni. A Beni, son altitude est de 1.100 m.

L'escarpement de Mbaya est jalonné par un dyke de roches vertes (dolérites). Il correspond à une faille morphologique importante. Les granites qui constituent le plateau et la plaine, de part et d'autre de l'escarpement, sont presque identiques.

Il est probable qu'à la sortie de la plaine de Biakobe se situe une deuxième faille limitant au Sud le plateau de Karibumba. Celui-ci aurait ainsi la signification d'un « horst ». Cette deu-

xième faille serait également jalonnée par une bande de roches vertes (amphibolites) (fig. 2).

La coupe schématique S-S-W—N-N-E (fig. 3) résume ces particularités.

Si nous considérons, d'autre part, une coupe N-W—S-E passant par la propriété Lourtie, le volcan et le lit du ruisseau Kahalioma (fig. 3), nous voyons que le plateau de Karibumba est fortement incliné vers le Sud-Est.

L'étalement des cendres vers le Sud et le Sud-Est s'explique ainsi complètement par la topographie et la tectonique du socle cristallin.

Peut-être est-il possible, aussi, d'expliquer la localisation de l'unique cratère, au Nord du cône, par les considérations suivantes :

Si l'on prête attention à la texture (à la pétrofabrique!) des granites et des roches vertes au voisinage du volcan, voici ce que l'on constate : les nombreux affleurements de granite visibles dans la propriété de M. Lourtie (Éch. P.7 et P.9) ⁽¹⁾ ont une texture gneissoïde et présentent, en gros, une orientation constante de leurs éléments en direction N 50° E, de même que les filons de quartz qui les parcourent. L'inclinaison des filons et du litage des granites est de 65° N-W. D'autre part, la bande de roches vertes (amphibolites) qui afleure dans la vallée de l'Irunga (Éch. P.13) et qui disparaît sous le cône de débris, à l'Ouest du volcan, présente sensiblement la même direction et la même inclinaison de ses éléments. Les granites et les amphibolites des affleurements précités sont, en outre, hachés de diaclases parallèles, orientées N 30° W et inclinées 75° E. Des amphibolites apparaissent en boutonnière dans le lit du ruisseau de Moha (Éch. P.11 et P.12), par où s'écoulent les eaux accumulées dans le cratère. Cette boutonnière se situe sur le prolongement de la bande d'amphibolite de l'Irunga et l'on y observe la même direction et la même inclinaison des diaclases. Par contre, au Nord-Est du volcan, on ne retrouve plus d'amphibolite, soit que la bande en question se soit ennoyée sur ce court trajet, soit qu'une faille transversale, en relation avec le réseau des diaclases, l'ait fait disparaître.

Dans cette dernière hypothèse, le cratère du volcan de Kari-

(1) Les échantillons P. et Dn. ont été récoltés, respectivement, par A. Petitjean et M.-E. Denaeyer.

bumba se trouverait donc localisé sur le trajet d'une cassure ayant sensiblement la même direction que le réseau de diaclases. Il est remarquable qu'une rupture de pente correspondant à une chute dans le lit d'un autre petit ruisseau, également affluent de gauche de la Moha, et situé un peu plus au Nord, jalonne la même direction critique (fig. 2).

L'hypothèse d'une faille transversale interrompant la continuité de la bande d'amphibolites vers le Nord-Est serait corroborée par le fait que dans une autre boutonnière pratiquée par l'érosion dans le cours supérieur du ruisseau de Kahalioma, affluent de droite de la Lombardia qui dévale du cône de cendres vers le Sud-Est, on n'a trouvé que du granite (Éch. P.5).

On a bien constaté la présence, au Nord et à proximité du volcan, de débris d'amphibolite (Éch. P.8), mais on n'a pas trouvé d'affleurement de cette roche. Il est très probable qu'il s'agit de blocs projetés par le volcan. Nous verrons, en effet, que les cendres sont littéralement truffées d'enclaves d'amphibolite et de granite.

MORPHOLOGIE DU VOLCAN.

Revenons au volcan lui-même.

Le *cratère* (fig. 4), situé à l'Ouest de la route et à proximité de la source du ruisseau de Kahalioma, est un entonnoir de section elliptique à subcirculaire, dont le grand axe (environ 200 m) est orienté Est-Ouest, et le petit axe (environ 150 m), Nord-Sud.

Son bourrelet Nord est surélevé (altitude 1.330 m) et domine le fond d'une trentaine de mètres, tandis que son bord Sud est surbaissé (altitude 1.310 m). Cette dissymétrie est la même que celle du volcan tout entier et correspond à la direction d'étalement des cendres.

Le fond du cratère est occupé par un lac marécageux, — résidu actuel d'une ancienne « maare » (fig. 5). Sa surface a la forme d'une ellipse subcirculaire dont le grand axe peut mesurer environ 120 m et le petit axe une centaine de mètres. Son trop-plein s'écoule à l'Ouest par une brèche ouverte dans le cône. Cette brèche apparaît, non comme le résultat d'un « égoulement » dû à l'activité volcanique, mais plutôt comme celui de l'érosion régressive de l'étroit ruisseau de Moha dont il a été question précédemment. Nous avons vu que, près de

sa source (le cratère), ce ruisseau a entamé le manteau des cendres sur toute son épaisseur en mettant à nu les roches amphibolitiques.

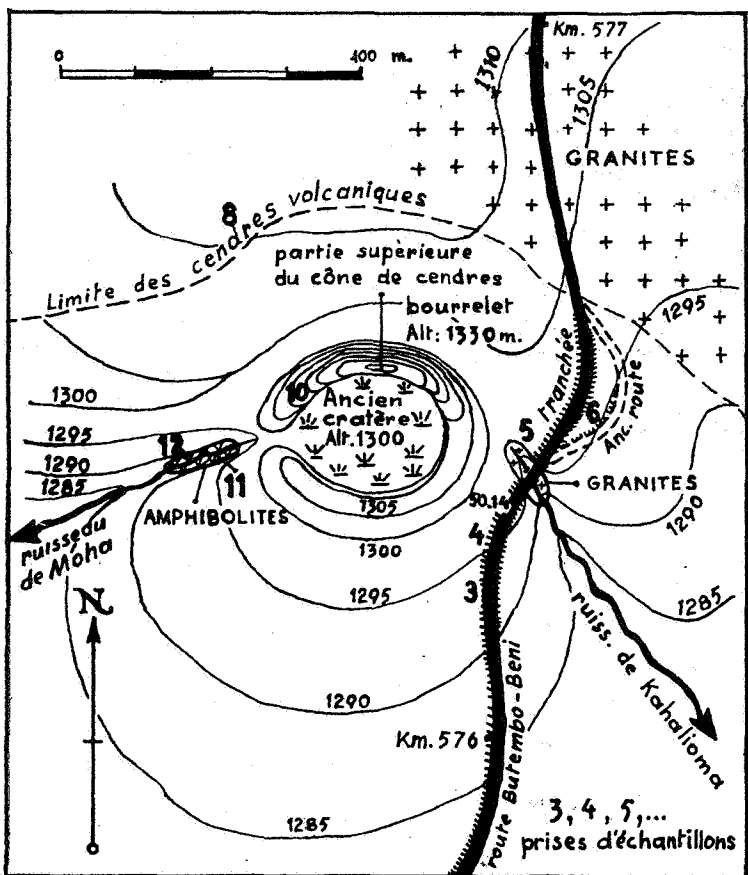


FIG. 4. — Le cratère et ses abords.

La section de la route qui traverse en tranchée le flanc Est du volcan nous a permis d'effectuer de bonnes observations sur la *structure du cône*. Les cendres qui le constituent ont été complètement agglomérées et transformées en tufs.

Au km 575,9, la présence de minces couches de tuf dur à structure pseudo-oolithique (3 à 10 cm) alternent avec des couches plus épaisses de tuf tendre (30 à 100 cm).

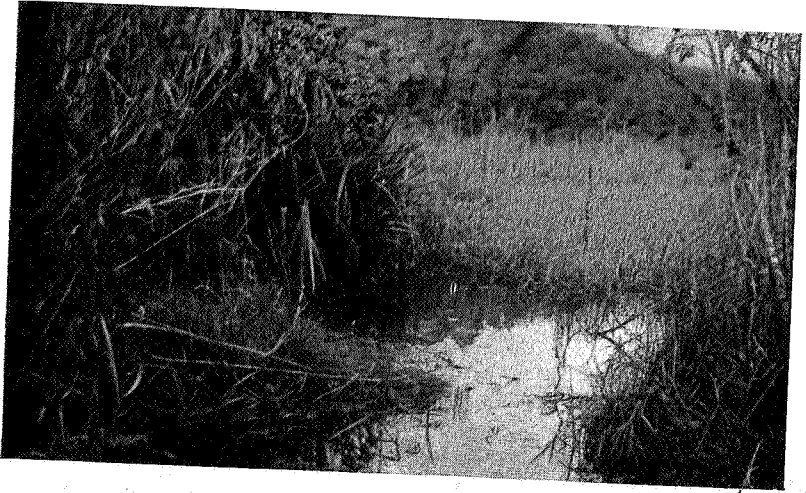


FIG. 5. — Lac marécageux occupant le fond du cratère.

Phot. A. Petitjean.

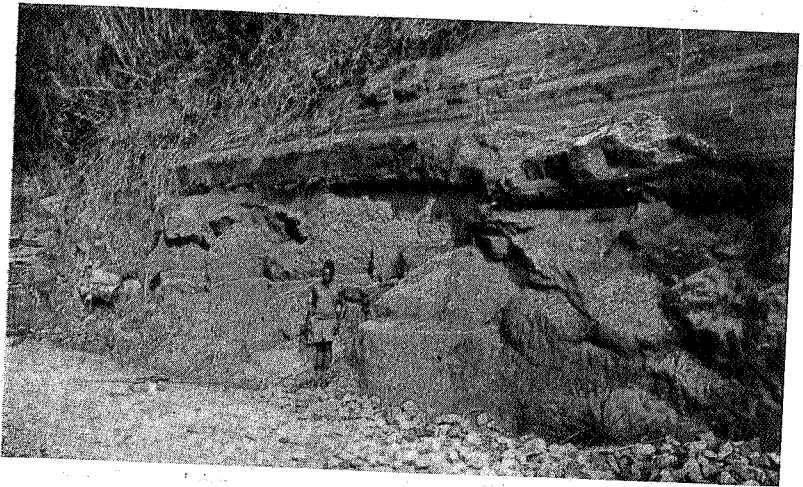


FIG. 6. — Coupe dans les tufs durs (km 576,3, côté Ouest de la route),
au Sud du ruisseau de Kahalioma.

Phot. A. Petitjean.

Au km 576,2, la partie inférieure de la tranchée entame une couche de tuf très dur, à structure pseudo-oolithique très nette (Éch. P.4), qui semble correspondre au premier stade de la période éruptive (fig. 6).

Sur cette couche inférieure reposent d'autres couches épaisses de tuf, nettement stratifiées et inclinées vers le thalweg de la vallée de la Lombardia.

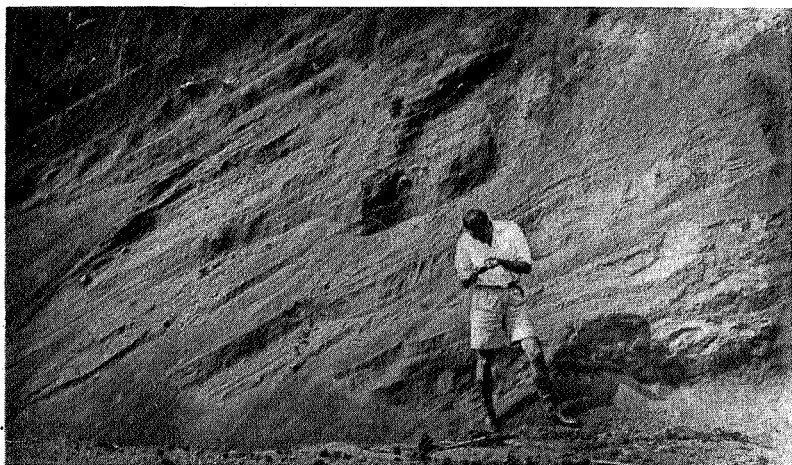


FIG. 7. — Coupe dans les tufs tendres montrant de nombreuses enclaves de roches du substratum, alignées suivant la stratification des cendres (environs du km 575, côté Ouest de la route).

Phot. A. Petitjean.

Ces tufs contiennent de nombreux débris projetés et enclavés provenant des roches cristallines du substratum, c'est-à-dire des granites et des amphibolites. Ces débris épars sont souvent alignés suivant la stratification. Cette disposition se voit clairement sur la photo, fig. 7.

Par contre, nous n'avons découvert ni bombe, ni scorie, ni trace de coulée et il semble que le volcan de Karibumba — qui appartient à la catégorie des strato-volcans — n'ait émis que des cendres, à l'exclusion d'autres produits pyroclastiques, au cours d'une existence assez éphémère.

ÂGE DU VOLCAN.

Jusqu'à présent, aucun argument tiré de la préhistoire ou de dépôts intercalés entre le cône et son substratum cristallin ne permet de situer chronologiquement le volcan de Karibumba.

Mais son extrême fraîcheur de formes et le fait qu'il est manifestement en relation avec le rejeu récent des failles du fossé de la Semliki impliquent une grande jeunesse (2).

Dans une de ses études sur les volcans du Sud-Ouest de l'Uganda, A. Holmes (3) assigne aux volcans de Bunyaruguru un âge « late Pleistocene to Recent »; ces volcans reposent, là, en effet, sur de « vieilles » cinérites du Pléistocène moyen.

Or, nous verrons, dans le chapitre suivant, que les cendres du volcan de Karibumba présentent une certaine analogie avec celles des volcans étudiés par Holmes.

II. — PÉTROGRAPHIE.

Ce chapitre constitue un bref résumé de nos observations et de nos conclusions. L'étude des roches sera reprise, par l'un de nous, avec tous les développements nécessaires, dans un autre Mémoire, accompagnée d'analyses chimiques et de microphotographies.

Nous allons exposer, ici, successivement, les résultats de l'étude micrographique des tufs, puis des roches du substratum et, enfin, des enclaves de ces dernières dans les tufs, d'abord à l'échelle macroscopique, puis à l'échelle de la lame mince.

LES TUFFS.

Les produits émis par le Karibumba sont uniquement des matériaux pyroclastiques de très petites dimensions. Ils consistent, typiquement, en gouttelettes d'une lave semi-vitreuse englobant de gros cristaux d'olivine et des microlites de méli-lite, grands et petits. Le tout est aggloméré par une gangue formée de zéolites et de calcite secondaires.

(2) Cf. J. LEPERSONNE, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, t. 72, 1949, Mém., p. 14.

(3) *Min. Mag.*, n° 177, vol. XXVI, 1942, p. 199.

Matériaux pyroclastiques et gangue sont criblés de débris microscopiques de roches et de cristaux du substratum. Ces débris seront examinés à part, comme nous venons de le dire.

Les tufs ainsi constitués ont une teinte gris bleuâtre ou jaunâtre, plus ou moins prononcée. Le fond de ces roches est blanchâtre. Les variations d'aspect, de couleur et de l'état d'agrégation sont en grande partie dues au développement plus ou moins abondant de calcite et à l'état d'oxydation des minerais.

Des échantillons ont été prélevés aux points suivants :

Dn. 50.14' et 14", P. 4 : tranchée de la route, côté Ouest, au Sud du ruisseau de Kahalioma;

P. 1 : lit de la rivière Moha, à hauteur du pont;

P. 5 : ruisseau de Kahalioma;

P. 6 : tranchée de la route, côté Est, 20 m au Nord du ruisseau de Kahalioma;

P. 12a : ruisseau de Moha.

Structure des tufs.

Macroscopiquement et en lames minces, la structure la plus fréquente peut être qualifiée de pseudo-oolithique : des globules de verre noirâtre à gros cristaux d'olivine se détachent sur le fond clair de la gangue. C'est typiquement le cas du tuf dur P.4c. Parfois le ciment de calcite fait entièrement défaut; il ne subsiste de la gangue que les zéolites implantées sur les globules de lave qu'elles cimentent. La roche est alors criblée de vides et présente une structure amygdalaire (Éch. P. 12a).

Minéralogie de la lave.

Les gouttelettes de lave, de forme elliptique, ne dépassent pas le millimètre suivant leur grand axe. Elles sont généralement pourvues d'un seul gros cristal ou de quelques cristaux, groupés glomérophyriquement, d'olivine optiquement positive (forstérite). Ce noyau est entouré d'une enveloppe plus ou moins épaisse de lave semi-vitreuse, au sein de laquelle se développent des lattes d'assez grande taille et des microlites de mélilite fortement dispersive (biréfringence bleu de Prusse) et, plus rarement, de gros cristaux de magnétite.

Sur le fond vitreux, clair à brunâtre, on distingue, aux forts grossissements, des myriades de petits octaèdres de magnétite et de pérowskite et, parfois, des microlites d'olivine. En somme, le résidu vitreux est, en règle générale, peu développé.

L'enveloppe semi-vitreuse peut, dans certains cas, se trouver réduite à une simple gaine moulant un noyau d'olivine (ou une enclave) et, dans d'autres, elle peut former à elle seule tout le globule.

En ce qui concerne les phénocristaux d'olivine, il semble qu'il faille en faire deux lots. Les uns sont automorphes et, par conséquent, d'origine magmatique. Mais d'autres sont manifestement des fragments clastiques parfois associés à un autre minéral magnésien : la biotite, que l'on observe aussi à l'état de lamelles isolées, aussi bien dans la lave semi-vitreuse que dans la gangue. L'association : olivine clastique-biotite pourrait représenter des *enclaves homœogènes allomorphes* ⁽⁴⁾, c'est-à-dire des débris arrachés à une péridotite parente de la lave du Karibumba et située à grande profondeur. On peut comparer ces enclaves homœogènes aux nodules à olivine des basaltes. A. Holmes ⁽⁵⁾ mentionne également de telles enclaves dans les laves des volcans du Sud-Ouest de l'Ouganda.

Les caractères ci-dessus correspondent en grande partie à ceux d'un échantillon de tuf (Dn.50.14") que nous prenons pour type. Il provient de la tranchée de la route, côté Ouest, au Sud du ruisseau de Kahalioma.

Un deuxième échantillon (Dn.50.14'), prélevé à peu près au même endroit, se distingue du premier par la classique structure « en chevilles » de la mélilite et par l'épigénie de ce minéral en une zéolite d'un beau jaune d'or en lame mince : il s'agit de la *deeckéite*, que l'on considère actuellement ⁽⁶⁾ comme un mélange isomorphe de deux composants : la mordénite (silicate hydraté d'alumine, de chaux et d'alcalis) et la ferriérite (silicate hydraté d'alumine, de magnésie et de soude).

Dans les échantillons de tufs prélevés en d'autres points du cône, la mélilite et ses produits d'altération sont loin d'offrir un tel développement. Ils sont généralement formés de petits microlites. De plus, l'épigénie semble, dans la plupart des cas, avoir franchi le stade de « deeckéite » et avoir donné d'autres produits zéolitiques indéterminables, mais à rapprocher de la natrolite, comme l'avait déjà observé L. Gentil, en 1894 ⁽⁷⁾.

(4) A. LACROIX, *Classification des roches éruptives*, Paris, 1933, p. 36.

(5) *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1949, p. 375.

(6) H. STRÜNZ, *Mineralogische Tabellen*, 2^e éd., p. 252.

(7) *Bull. Soc. Fr. de Minér.*, t. 17, 1894, p. 115.

Minéralogie de la gangue.

La gangue de zéolites et de calcite se développe très irrégulièrement entre les globules, tantôt envahissant tout l'espace, tantôt laissant subsister de nombreux vides.

La zéolite forme des houppes et des sphérolites positifs généralement implantés sur les globules de lave. Elle paraît uniquement constituée par de la natrolite. Les sections perpendiculaires aux aiguilles de natrolite montrent des macles cruciformes analogues à celles de la phillipsite et de l'harmotome.

La calcite est le dernier minéral formé. Elle enveloppe les globules de lave et les zéolites. Ses cristaux sont irréguliers et enchevêtrés et, parfois, grenus. Mais ils peuvent aussi s'ordonner en zones concentriques ou en sphérolites.

En plus de ces deux minéraux, il apparaît accidentellement du quartz secondaire en petites plages épigénisant partiellement la calcite.

Position systématique de la lave.

Les résultats des analyses chimiques globales, exécutées sur les tufs, par M^{me} D. Ledent, ne permettent guère d'adopter une attitude définitive en ce qui regarde la position systématique des globules de lave associés à ces tufs; leur taille trop exigüe n'a malheureusement pas permis de les isoler.

Les calculs pétrochimiques sont donc faussés, et par l'abondance des minéraux secondaires de la gangue, et — surtout — par la contamination due aux enclaves microscopiques d'amphibole, de feldspath et de quartz du substratum. En particulier, il est difficile de se prononcer sur l'existence potentielle de feldspathoïdes dans le verre résiduel. De toutes façons, les teneurs en alcalis sont très faibles et s'opposent à des quantités notables de ces minéraux. La potasse prédomine, en poids, sur la soude. Cette dernière semble bloquée entièrement dans la natrolite de la gangue et les enclaves de plagioclases acides. Quant à la potasse, elle est certainement consommée, au moins en partie, par le microcline des enclaves. Il ne reste donc qu'une faible probabilité pour l'existence potentielle de leucite ou de kaliophilite dans le verre.

La paragenèse des minéraux des globules milite cependant en faveur d'une parenté de la lave du Karibumba avec les laves feldspathoïdiques, plus riches en potasse qu'en soude, du groupe des volcans de cendres du Sud-Ouest de l'Uganda (Fort Portal-

Katwe-Bunyaruguru-Katunga. Voir fig. 1), étudiées d'une façon très approfondie par A. Holmes dans une série de mémoires s'échelonnant de 1937 à 1949 (8). Celle de ces laves qui se rapproche plus ou moins de la nôtre est la « katungite » (olivine abondante, pérowskite, minerais, mélilite et leucite, ou kalsilite (9), ou verre leucitique). Mais celle-ci est beaucoup plus riche en alcalis, alumine et titane que la lave du Karibumba.

D'autre part, l'absence complète et simultanée de pyroxène et de feldspathoïde distingue cette dernière des ankaratrites mélilitiques, avec ou sans néphéline, mais toujours riches en augite, décrites par A. Lacroix (10).

D'une part, en raison de son caractère holomélanocrate et de l'absence de pyroxène et de feldspathoïde, et, d'autre part, en raison de ses affinités minéralogiques avec les laves des volcans du Sud-Ouest de l'Ouganda et de la proximité de ceux-ci, nous préférons désigner la lave du Karibumba sous un nom qui permette de l'intégrer à la famille naturelle des produits volcaniques de cette partie du Centre africain. Nous proposons donc de la distinguer — provisoirement — sous le nom de « *karibumbite* ». Les tufs du volcan de Karibumba seraient ainsi des « *tufs de karibumbite* ».

La série des laves, voisines du lac Édouard et du Ruwenzori, établie par A. Holmes (11), serait alors complétée comme suit :

Olivine abondante + pérowskite + minerais	+	{	augite + leucite = <i>ugandite</i> . augite + kalsilite = <i>mafurite</i> . mélilite + leucite ou verre leucitique = <i>katungite</i> . mélilite + kalsilite = <i>kalsilite katungite</i> . mélilite (sans feldspathoïde) = <i>karibumbite</i> .
---	---	---	--

Les variétés : *ugandite*, *mafurite* et *katungite*, créées par Holmes, entrent dans le groupe des ankaratrites potassiques d'A. Lacroix (12): La *karibumbite* n'en serait qu'un terme extrême, dépourvu de feldspathoïde potassique.

(8) Voir notamment *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1949, p. 359.

(9) Minéral dimorphe de la kaliophilite.

(10) *Minéralogie de Madagascar*, t. III, pp. 61-64.

(11) *Loc. cit.*, p. 364.

(12) *Classification des roches éruptives*, Paris, 1933, p. 198 (5).

LES ROCHES DU SUBSTRATUM.

Elles se distribuent en trois groupes : des granites, des dolérites et des amphibolites.

1. Les *granites* sont tous hololeucocrates, calco-alcalins, plus ou moins cataclastiques, et ne renferment que très peu de micas. Le feldspath potassique est toujours du microcline légèrement perthitisé. Les plagioclases, plus ou moins séricitisés, sont l'oligoclase et parfois l'andésine (P.9). Les proportions relatives du microcline et du plagioclase classent ces granites dans la branche monzonitique (microcline = plagioclase) et, plus rarement, dans la branche potassique (microcline > plagioclase) (P.16). En règle générale, le quartz est le seul minéral ayant enregistré les déformations : il présente les extinctions roulantes caractéristiques ou la structure en mortier (P.16); enfin, il peut être partiellement recristallisé et granulé (P.9). Ces deux derniers cas se présentent à proximité des failles.

Les échantillons ont été prélevés aux points suivants, du Nord au Sud :

P. 14 : sommet de l'escarpement de Mbaya;

P. 16 : rivière Table, plaine de Beni, au Nord de l'escarpement de Mbaya;

P. 7 : pont sur la rivière Elangira;

P. 9 : chutes dans la propriété Lourtie;

P. 5 : boutonnière dans les tufs, rivière Kahalioma.

2. Les *dolérites* ne sont représentées que par un seul spécimen (P.15) provenant de la base de l'escarpement de Mbaya. Ce dernier est jalonné — on s'en souvient — par un dyke de roches vertes.

La dolérite en question est une dolérite quartzifère typique, à quartz intersertal. Le plagioclase est zoné (labrador 50 % An à andésine 40 % An) et le pyroxène est une pigeonite en partie ouralitisée.

3. Les *amphibolites*. Le seul échantillon d'amphibolite provenant sûrement du socle a été prélevé dans la boutonnière ouverte dans le cône par le ruisseau de Moha (P.11). Un autre spécimen, représentant la bande d'amphibolite émergeant de la base du cône et allongée en direction Sud-Ouest, avait été récolté dans le lit de la rivière Irunga (P.13), mais il ne nous est pas parvenu.

L'amphibolite du ruisseau de Moha (P.11) est une amphibolite feldspathique mésocrate. La hornblende verte commune est distribuée à l'intérieur de larges zones d'un plagioclase saussuritisé (séricite et un peu d'épidote) à 35 % d'An (andésine). On y observe aussi de grandes plages de leucoxène grenu provenant de l'altération de l'ilménite.

LES ENCLAVES ÉNALLOGÈNES.

De même que les roches du substratum, les débris des roches enclavées dans les tufs se répartissent en trois catégories : des granites, une paradolélite et des amphibolites. Elles offrent un parallélisme complet avec les roches du socle.

Les *granites des enclaves* sont identiques aux granites du substratum. Ce sont des granites hololeucocrates monzonitiques à microcline, cataclastiques. Les plagioclases séricitisés appartiennent à l'oligoclase ou à l'andésine.

Deux échantillons ont été récoltés aux km 575,2 (P.2a) et 576,2 (P.3a), dans les tufs que la route traverse en tranchée.

Un troisième (P.10a) a été extrait des tufs formant le bôurrelet septentrional du cratère. Ce n'est plus à proprement parler un débris cohérent de granite, mais un assemblage de cristaux de microcline et de plagioclase (andésine séricitisée) englobés par de la calcite secondaire. Le quartz manque dans la lame mince en raison de la dispersion des cristaux, mais on le retrouve dans l'échantillon témoin.

L'*enclave de paradolélite* a été prise dans les tufs de la tranchée, au km 576,2 (P.3b). Il s'agit, en toute rigueur, d'une amphibolite feldspathique mésocrate à hornblende granoblastique commune; mais les cristaux de plagioclase (andésine à 30 % An, presque fraîche) sont allongés comme dans les dolérites, dont la roche rappelle, au microscope, l'aspect général. La hornblende dérive donc, très probablement, du pyroxène primitif, ouralitisé et granulé. Enfin, on observe, dans la lame mince de cet échantillon, des microdiaclasses garnies d'une petite quantité de quartz secondaire.

Cet exemple très net d'un stade de passage des dolérites aux amphibolites, joint au fait que la roche de l'escarpement de Mbaya est une dolérite franche, semble indiquer qu'au moins une partie des bandes d'amphibolites du socle cristallin de la région de Karibumba représente d'anciens dykes de dolérite.

Les *amphibolites des enclaves* sont tantôt feldspathiques (andésine ou oligoclase) (P.12), tantôt quartzofeldspathiques (P.3c, Dn.50.14''') ou quartzifères (P.8 et P.2b), mélanocrates (P.8, P.12, Dn.50.14''') ou mésocrates (P.2b et P.3c). Les plagioclases sont fortement séricitisés et, parfois, saussuritisés avec développement de zoïsite (Dn.50.14''') ou d'épidote (P.12). L'amphibole est une hornblende verte commune, sauf dans P.8, où elle est bleuâtre et sodifère. Le leucoxène, avec vestiges d'ilménite, est toujours présent; il offre un développement remarquable dans P.8.

La structure de ces roches est granoblastique (P.2b, P.12) ou diablastique (P.3c, P.8, Dn.50.14'''), plus rarement nématoblastique (P.8). Enfin, nous signalerons l'existence d'un réseau serré de microdiaclasses formant des angles de 40° à 90° avec la direction de schistosité, dans P.2b.

Les échantillons dont il est question ici ont été récoltés aux points suivants :

- P. 8 : propriété Lourtie, fragments projetés;
- P. 12 : ruisseau de Moha, dans les tufs;
- Dn. 50.14''' : tranchée de la route, enclave volumineuse dans les tufs, près du ruisseau de Kahalioma;
- P. 3c : tranchée de la route, km 576,2, dans les tufs;
- P. 2b : tranchée de la route, km 575,2, dans les tufs.

LES ENCLAVES ÉNALLOGÈNES À L'ÉCHELLE DE LA LAME MINCE.

À l'échelle de la lame mince, il y a lieu de distinguer deux sortes d'enclaves énallogènes.

Les unes ne sont autres que celles que nous venons d'examiner, mais de dimensions microscopiques. Elles sont formées d'un assemblage de quelques cristaux seulement : ce sont les « xénolithes » des auteurs anglo-saxons.

Les autres sont entièrement désarticulées. Ce ne sont plus, alors, que de minuscules fragments isolés, ici, de quartz, là, de feldspath, ailleurs encore, de hornblende, etc., à quoi les enclaves se trouvent réduites : ce sont des « xénocristaux ». Ceux-ci constituent parfois les noyaux, revêtus d'une mince enveloppe de lave semi-vitreuse, des globules des tufs.

Il ne semble pas que la présence de ces enclaves énallogènes ait exercé une action quelconque sur le magma, ni qu'elles aient subi l'influence de ce dernier. Ceci se conçoit, étant

donnée la nature du volcan et des phénomènes explosifs certainement très violents qui ont pulvérisé la lave, à tel point qu'aucun des produits de projection ignés ne dépasse l'ordre du millimètre.

*Laboratoire de Minéralogie
de l'Université de Bruxelles.*

DISCUSSION.

M. E. Polinard dit qu'il est frappé du grand développement des tufs et de l'absence totale de lave consolidée. Ensuite, en ce qui concerne la composition du socle de la région, il dit qu'il a été très intéressé par la rencontre de dolérite à pigeonite. Il croit avoir été le premier, il y a près de vingt ans, à signaler de telles roches dans le bassin du Kasai. Depuis, ce type a été rencontré en de nombreux endroits du Congo belge et on peut le considérer maintenant comme étant vraiment caractéristique des dolérites de l'Afrique centrale. M. M. E. Denaeyer répond qu'il doit s'agir là d'un phénomène très général. Toutes les dolérites qu'il connaît sont à pigeonite (pyroxène magnésien).

L'Etna et son éruption actuelle (*),

par H. TAZIEFF.

L'Etna dresse sa masse imposante juste au Sud du 38° parallèle, sur la côte orientale de la Sicile. L'*Etna*, comme le prononcent les Siciliens, est, de loin, le plus grand volcan d'Europe.

C'est un cône elliptique dont la base a 40 km sur 60 et la hauteur 3.313 m. Son volume atteint 1.000 km³ environ et est comparable, voire supérieur, à celui du massif du Mont Blanc.

Ce cône est loin d'avoir une forme régulière : tout d'abord, le sommet se trouve déplacé excentriquement vers le Nord de l'ellipse; ensuite, les génératrices, de longueur et d'inclinaison

(*) Manuscrit remis au Secrétariat le 23 octobre 1951.

variables, ne sont pas rectilignes; enfin, sa régularité est altérée par des terrasses, des bombements, des effondrements parfois gigantesques, comme ce Val del Bove de 8 km de long, 5 de large, encerclé de parois subverticales de 500 à 1.000 m de hauteur.

De la base au sommet, l'Etna se divise en trois parties distinctes. Depuis la mer, jusqu'à 500 m de hauteur, sa pente est inférieure à 3° . Plus haut, l'inclinaison moyenne passe à 10° , puis à 15° et 25° jusqu'au plateau faiblement incliné du Piano del Lago, situé vers 2.900 m d'altitude. Sur celui-ci, enfin, se dresse le cône terminal, édifié au cours de ces derniers siècles : 2.000 m de diamètre à la base, 400 m de haut, pente de 32° en moyenne, au sommet duquel s'ouvre un cratère circulaire de 500 m de diamètre et de près de 300 m de profondeur. De plus, depuis 1911, un autre grand cratère se trouve au Nord-Est et en contre-bas de celui-ci.

Sur les flancs de l'immense montagne s'observent en outre des centaines et des centaines de *cônes secondaires* et de cratères éteints, souvent alignés par 5, 10, 20 ou même parfois 30, suivant une portion de génératrices du cône, jalonnant les fractures qui, au cours des millénaires, ont livré passage aux laves et aux gaz. Ces cônes ont en général quelques dizaines de mètres de hauteur, mais ils peuvent parfois dépasser 100 et même 200 m.

Les sources claires et abondantes qui jaillissent sur les pentes inférieures de l'Etna, le sol volcanique fertile, enrichi (surtout vers l'Est et le Sud, grâce aux vents dominants) par les cendres projetées lors de chaque éruption, sont les facteurs qui font que la partie basse de l'Etna est, du *point de vue agricole*, l'une des régions les plus riches du monde et l'une des plus peuplées : 600 habitants au km² au Sud et à l'Est. C'est la région cultivée.

Au-dessus, entre 900 et 1.800 m environ, se situe la région forestière. Plus haut, la région déserte.

L'activité éruptive de ce volcan semble avoir débuté vers la *fin du Pliocène*, dans une zone affaissée et fissurée ou dans une baie de la mer Ionienne en voie de subsidence. La phase principale du plissement en cette région s'est terminée avec l'Oligocène, et les assises miocènes subhorizontales se retrouvent au creux des synclinaux. Le Pliocène et le Pléistocène, à facies de plus en plus littoraux et lagunaires, sont en concordance avec le Miocène.

Durant le Pliocène, un golfe marin occupait l'emplacement de l'Etna. Les premières éruptions furent sous-marines, accompagnées d'une transgression d'abord, d'un soulèvement lent ensuite, qui porta le Pléistocène à plus de 1.000 m d'altitude.

Il est possible que les premières émissions aient eu un caractère acide très prononcé, comme le prouvent les *ponces blanches* découvertes sous des argiles quaternaires.

Le massif volcanique s'édifia assez rapidement peut-être. Ce *premier volcan* — auquel on a donné le nom de *Trifoglietto* — semble avoir eu son centre au Val del Bove. Les laves émises étaient de nature *andésitique* à 55-56 % de silice.

L'activité du Trifoglietto paraît s'être terminée avec le cataclysme, éviscération ou effondrement, qui donna naissance au gigantesque Val del Bove. Le centre éruptif émigra alors quelque peu vers le Nord-Ouest, et un nouveau volcan, le *Gibello*, recouvrit peu à peu de ses produits les laves et tufs de son prédécesseur. Ces laves nouvelles sont de nature *doléritique* à 49 % de SiO_2 .

Von Waltershausen a retrouvé les traces des deux caldères qui l'ont couronné successivement : le *cratère elliptique*, qui aurait eu 3.000 m de diamètre, et le cratère del Piano Lago.

Au Pléistocène, le massif volcanique était déjà de première importance : Boule a retrouvé sur la montagne des restes d'*Elephas antiquus*.

Le cratère del Piano Lago a comblé de ses laves le Cratère Elliptique, et lui-même fut ensuite rempli par les laves récentes. Sur le vaste dôme faiblement incliné, qui alors couronnait la montagne, s'édifia, en ces deux derniers millénaires, le cône terminal aux pentes raides qui s'y dresse aujourd'hui.

On peut dire que l'Etna, durant l'entière de l'époque historique, n'a *jamais été inactif* : même au cours des périodes de calme les plus marquées, des émanations gazeuses, des fumeroles, se sont toujours dégagées de son ou de ses cratères. Le plus souvent, une activité relativement forte se manifestait en ces centres pendant les moments de repos : fortes émissions de vapeurs, de fumées, de cendres et même activité strombolienne. Ces « accalmies » n'ont jamais duré longtemps et en ces trois derniers siècles une éruption a éclaté tous les six ans en moyenne.

Les éruptions de l'Etna peuvent se répartir en trois catégories : *terminales*, celles qui se produisent au cratère supérieur

central; *subterminales*, celles qui résultent d'une fissuration du cône terminal; *latérales*, celles qui sont dues à l'ouverture d'une ou plusieurs fractures de la montagne, fractures toujours orientées suivant une ou plusieurs génératrices du cône. Ce dernier mode d'éruption est le plus fréquent et aussi le plus caractéristique de l'Etna.

Accompagnées de phénomènes explosifs de type strombolien, vulcanien, voire plinien, les éruptions etnéennes sont essentiellement effusives.

Les manifestations explosives (projection de blocs des vieilles laves, de lapilli, de cendres, fontaines de lave neuve encore fluide) se localisent, sur le cône, toujours dans la partie supérieure des fractures radiales, l'effusion lavique se situant en contre-bas.

La *composition des laves* de l'Etna s'est maintenue *remarquablement constante* à travers les âges. Ce sont des *basaltes porphyriques, sans leucite*, dont les minéraux essentiels sont un plagioclase basique et l'augite. Peu ou pas d'olivine.

Outre les coulées et les tufs, d'innombrables dykes reséquant les couches superposées les rivent les unes aux autres et confèrent une stabilité relativement très grande à l'édifice volcanique de l'Etna.

*
**

En ces 40 dernières années, la moyenne a été d'une éruption tous les six ans. Il y eut cependant des périodes de repos de plus de 20 ans et parfois, d'autre part, les éruptions se pressent les unes sur les autres durant quelques lustres.

Parmi les plus célèbres des dernières éruptions de l'Etna, citons celle de 1669 : violent tremblement de terre, fracturation du flanc Sud de la montagne sur une longueur de 18 km, entre Nicolosi et Monpiliere. Plus de vingt bouches éruptives la jalonnent, dont les deux plus violentes donnent naissance au Monte Rossi, qui atteint 251 m de hauteur. La lave se répand sur toute la région et, en 33 jours, atteint la ville de Catane, qu'elle détruit en partie, et enfin la mer, bloquant le port. Pendant ce temps, l'activité du cratère central se montre très violente, à tel point que le cône terminal est presque complètement détruit. Le volume des matières éjectées, moitié en coulées, moitié en matériaux meubles, atteint 1 milliard et demi de mètres cubes. Ce fut là l'éruption historique la plus violente de ce volcan.

L'éruption de 1865 se prolongea durant 200 jours et le volume des laves émises fut de plusieurs centaines de millions de m³.

En 1928, un « pino » de vapeurs et de cendres fusa verticalement du cratère Nord-Est, et deux heures plus tard une fissure s'ouvrit dans le flanc oriental, vers 2.700 m, dans le Val del Leone, d'où fluèrent des laves très rapides. Le lendemain, un « pino » plus puissant encore jaillit à nouveau du sommet et de nouvelles fissures qui s'ouvrirent beaucoup plus bas livrèrent passage à d'autres torrents de basalte qui se ruèrent vers le bas. Les laves, très fluides, dévastèrent les orangeries et les vignobles et ne s'arrêtèrent, à un kilomètre de la mer, dix jours plus tard, qu'après avoir englouti la ville de Mascali.

En ces dix dernières années, l'activité éruptive de la montagne s'est intensifiée : 1942, 1947, 1949, 1950, 1951.

30 juin 1952 : petite éruption subterminale.

5 juillet 1942 : violente activité plinienne au cratère central.

6 février au 10 mars 1947 : forte activité strombolienne au « cratère Nord-Est », suivie d'une activité similaire au cratère central, puis ouverture d'une fracture sur le flanc Nord, qui alla se propageant rapidement, sur plus de 6 km, de l'altitude 2.900 à 2.200 environ. Les laves ravagèrent une surface assez importante, au-dessus de Randazzo.

Après cette éruption, l'Etna entra en un repos relatif, où se manifestaient seulement des exhalaisons de gaz et de vapeurs, principalement au cratère Nord-Est.

Le *2 décembre 1949*, à 5 h 30, trois secousses sismiques, espacées de 5 à 6 minutes, ressenties jusqu'à la limite des régions habitées, accompagnèrent la formation d'une fissure de direction N. 5° W. environ, qui, partant vers 3.000 m d'altitude du Piano del Lago, non loin de l'Observatoire, traversait le cratère central et se propageait sur le flanc opposé (Nord).

En même temps, le cratère central projetait dans les airs une colonne de fumées et de vapeurs chargées de cendres noires. Une heure plus tard, des bouches effusives et explosives se manifestèrent sur la nouvelle fracture. Du flanc Sud du cône terminal, la lave s'échappa et parcourut 6 km en un peu plus de 6 heures. La vitesse, de plusieurs km à l'heure au point d'émission, tombait à 60 m à l'heure en deux km de parcours. De la base septentrionale du cône terminal, une coulée semblable s'épancha en même temps.

Ces deux émissions Nord et Sud furent très brèves et leur progression était terminée en moins de 24 heures.

Dix-sept heures après les premières secousses, un nouveau séisme ébranla le versant Nord de l'Etna. La fracture initiale se propageait vers le bas, en direction N. 15° W., atteignant une longueur de près de 5 km. Une coulée de lave assez importante s'échappa de bouches situées entre 1.900 et 2.000 m d'altitude. Cette coulée fut brève et s'arrêta le 3 décembre à 1.460 m d'altitude, en même temps qu'augmentait l'activité explosive au cratère Nord-Est. Ce même jour, le cratère Nord-Est se calmant, une deuxième coulée surgit, se superposa à la précédente et s'arrêta vers 1.500 m d'altitude durant la nuit du 4 au 5.

L'éruption avait duré 3 jours et demi, mais le cratère Nord-Est continua à manifester une activité de type strombolien durant plusieurs semaines.

Cette éruption de décembre 1949 présente une caractéristique assez rare, celle d'avoir donné des émissions effusives sur deux flancs radialement opposés de l'Etna. On ne connaît de telles éruptions de l'Etna qu'en 1607, en 1651-1653 et en 1879.

ÉRUPTION DE 1950.

Le 25 novembre 1950, à 21 h 57, après plusieurs jours d'activité intense au cratère Nord-Est, une première bouche éruptive s'est ouverte vers 2.600 m d'altitude dans le Val del Leone.

Peu après, une deuxième, puis, vers 23 h 30, une troisième bouche s'ouvrirent à une centaine de mètres de la première. La lave, très fluide, se rua vers l'aval, en direction de l'Est. Vers 24 h, une nouvelle série d'une trentaine de bouches s'ouvrit. Les coulées, vers l'altitude de 2.100 m, et 2.000 m environ au delà de leur lieu d'émission, butèrent contre le pied du Monte Simone et s'orientèrent vers le Sud-Est. Les coulées encerclant les deux monts Finocchio envahirent le fond du Val del Bove, atteignant en 6 ou 7 h le Piano Bello, à 12 km de distance et vers les 1.300 m d'altitude. Elles s'y étalèrent, la vitesse frontale tombant à 40-50 m/h.

Le front lavique se subdivisa en deux bras : le premier enfilant le ravin étroit du torrent de Fontanelle, le second envahissant le Piano Bello.

Le 1^{er} décembre, soit après six jours, l'activité effusive décrut

fortement durant 24 h, ce qui permit au front de lave de s'arrêter à 500 m en amont du village de Milo.

Les émissions reprirent alors, *mais la consolidation du front initial avait rendu impossible la remise en marche de la première coulée*. La deuxième émission, plus lente que la précédente, se superposa à celle-ci et déborda sur les flancs. Ainsi fit la troisième.

Le 8 décembre, les fronts se figèrent à nouveau, mais l'émission aux sources continua, avec une intensité nettement moins forte cependant.

Vers la fin du mois, l'activité effusive crût à nouveau, les coulées nouvelles se superposant sur les précédentes, déjà solidifiées en surface.

Les projections de cendres et de lapilli augmentaient légèrement aussi par rapport à celles de la mi-décembre, et la condensation de l'humidité atmosphérique sur les particules solides les plus fines provoquait une nébulosité très forte accompagnée de pluies violentes et, plus haut, de neige.

Le 28 décembre, trois bras de lave, progressant à 40-50 m à l'heure, menaçaient directement les villages de Milo, de Rinazzo et de Fornazzo. Un peu plus au Sud, Zafferana voyait approcher un front dans le Val Calanna, à une vitesse moyenne de 15 m à l'heure.

Le 2 janvier, une coulée relativement étroite de 100 à 150 m de large environ, qui avait suivi le ravin encaissé de Fontanelle, coupait la grand'route circumetnéenne.

Le cratère Nord-Est, dont l'activité était devenue très faible à partir du début de l'éruption, se réveilla le 26 janvier. Cette activité demeura cependant réduite : exhalaisons de vapeurs blanches.

L'intense activité effusive, qui avait duré soixante-deux jours, se réduisit dès lors à des suintements laviques très lents, confinés dans le Val del Bove. Mais cette « exsudation », continuée depuis lors durant près d'un an, a accumulé un volume impressionnant de basalte : en mars 1951, ce volume était estimé à 120 millions de m³ (contre 72 millions de m³ pour l'éruption de 1928, qui avait englouti Mascali, et 760 millions de m³ pour celle de 1669).

En juillet, le Monte Finocchio, haut de 60 m, ancien cône adventif situé dans le fond du Val del Bove, avait disparu sous les coulées superposées.

Ces émissions se continuent toujours actuellement (octobre), après une brève recrudescence d'activité le mois dernier. L'estimation du volume émis n'a pas encore été refaite.

Nous avons visité à deux reprises le théâtre de cette éruption : en décembre-janvier et en juillet.

En décembre, j'ai pu longer l'intégralité de la coulée. Partis de l'Observatoire, situé à 3.000 m, mes collègues E. Picciotto et G. Faraone et moi-même avons atteint, vers 2.700 m, la bouche explosive supérieure située au haut de la fracture. Hormis quelques vapeurs, le cratère central et le cratère Nord-Est étaient tout à fait calmes.

Cette bouche, située au sommet d'un cinder-cone nouvellement édifié de 30 à 40 m de hauteur projetait, jusqu'à une centaine de mètres de hauteur, des matières incandescentes et émettait une puissante colonne de fumées et de vapeurs lourdement chargées de lapilli et de cendres qui retombaient en pluie continue sur toute la région.

À une centaine de mètres en contre-bas de ce cratère, un deuxième évent important s'ouvrait au sommet d'un cône plus petit. Un étang de lave liquide y était contenu, agité de fontaines assez violentes. Cet évent émettait une forte quantité de gaz et de fumées. Nous avons noté la présence d'hydrogène sulfuré et, évidemment, d'anhydride sulfureux.

Au pied du versant aval de ce cône béaient deux fissures qui livraient passage à des coulées de basalte en fusion extrêmement impétueuses. Ces laves, très fluides, dévalaient la pente inclinée à 25° environ, à des vitesses allant de 25 à 40 km à l'heure.

Les températures, mesurées au pyroscope électrique, sur les points les plus chauds, oscillaient entre 1.040° et 1.120° C.

La largeur de ces sources était de 8 à 10 m.

L'épaisseur étant estimée à 1 m au minimum, le débit était donc de l'ordre de 250.000 m³ *au moins*, plus probablement de 700.000 m³.

Réunis, ces deux torrents formaient un fleuve qui se précipitait vers le fond du Val del Bove. La vitesse décroissait lentement au fur et à mesure de la progression. Sa moyenne était de 15 à 20 km/h jusqu'à hauteur du Monte Finocchio Superiore, puis tombait à 10, puis à 3 km/h sur la partie subhorizontale du Val, le Piano Bello.

Les températures maxima à la surface décroissaient pareillement : 990° C. au Monte Finocchio, 925° C. au Piano Bello.

La viscosité, dont aucune mesure n'a été faite, semblait n'augmenter que fort peu dans la partie fortement inclinée, puis devenait nettement plus élevée.

L'une des caractéristiques de ces laves était la très forte quantité de gaz, surtout sulfureux. Nous avons atteint le front de la coulée de Fontanelle au moment où elle coupait la route Zafferana-Linguaglossa, et, en compagnie de nos collègues de Catane, les professeurs Cumin et Abbruzzese, nous avons procédé à des mesures approximatives du pH de ces gaz, pH dont la valeur oscillait entre 2.7 et 3.1.

Au cours de notre longue descente, nous avons pu observer la formation des scories de refroidissement sur le dos des coulées. La vitesse du torrent étant plus grande au centre que sur les bords, les embryons de croûte consolidée sont attirés vers le milieu du courant et il se forme ainsi une espèce de crête médiane, tranchant en noir sur le fond rouge de la lave, crête rappelant fortement l'aspect d'une moraine centrale due au confluent de deux glaciers.

Plus bas, les vitesses diminuant, les scories se répartissent de plus en plus régulièrement sur la surface de la coulée, puis elles finissent par complètement cacher, sous un manteau de plus en plus épais, la matière fluide.

Cette éruption, comme celle de 1949, celle de 1928 et probablement la majeure partie des éruptions etnéennes, a été caractérisée par une *succession de poussées effusives intenses séparées par des périodes d'émission réduite*, sinon par des arrêts véritables.

Cette caractéristique, dont nous ne pouvons ici tenter de discuter les raisons, est déterminante de l'étendue relativement faible des ravages causés par les éruptions de l'Etna.

Le front des coulées, en effet, se fige généralement au terme de l'un des paroxysmes effusifs partiels, et les laves des paroxysmes suivants doivent forcément s'épandre sur celles qui les ont précédées, de sorte qu'elles perdent en route assez de leur fluidité et de leur vitesse pour être à la merci du premier ralentissement de l'émission.

Cette succession de coulées superposées permet, d'autre part, l'accumulation de matériel effusif sur des épaisseurs relativement grandes, lesquelles ont, cette année, dépassé les 100 m sur le Piano Bello, au fond du Val del Bove.
