

Contribution à l'étude du volcanisme du Sud-Kivu (Zaire). II. Les épanchements basaltiques anciens et récents de l'île Idjwi

Autor(en): **Guibert, Ph.**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Archives des sciences [1948-1980]**

Band (Jahr): **30 (1977)**

Heft 1

PDF erstellt am: **14.09.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-739808>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DU VOLCANISME DU SUD KIVU (ZAÏRE)

II. — Les épanchements basaltiques anciens et récents de l'île IDJWI

PAR

Ph. GUIBERT¹

INTRODUCTION

Le lac Kivu est encaissé dans les formations précambriennes métamorphiques du Burundien et du Ruzizien.

Au sud il pénètre profondément dans le champ volcanique du sud Kivu, composé essentiellement de basaltes à tendances alcalines et secondairement de trachytes. Au nord, le lac bute contre le champ volcanique des Virunga, qui barre d'est en ouest le fossé tectonique (figure 1).

La formation de ce barrage à partir du Pliocène supérieur (âge obtenu sur le volcan Mikeno) a entraîné la montée des eaux du lac et l'ennoyage du réseau hydrographique amont, initialement tributaire du bassin du Nil.

A la cote 1650 m le lac trouvait alors un exutoire par dessus le champ volcanique du sud Kivu et se rattachait, par la rivière Ruzizi ainsi créée, au bassin du lac Tanganyika. L'érosion de ce seuil ramenait le plan d'eau à sa côte actuelle de 1465 m. Cette histoire apparaît au simple examen des courbes bathymétriques (figure 2), qui font ressortir des bassins nord et est, à fond plat, identiques aux lacs de graben Tanganyika — Edouard — Albert, et des bassins ouest et sud correspondant à l'envahissement ultérieur du réseau hydrographique.

Cette notion de deux lacs différents a été solidement étayée par les données sismiques des missions de la Woods Hole Oceanographic Institution. (DEGGENS & al. (1971-1972)), qui ont révélé la présence dans le lac primitif nord de 300 à 500 m

¹ Section des sciences de la terre, 13, rue des Maraichers, 1211 Genève 4, Suisse.

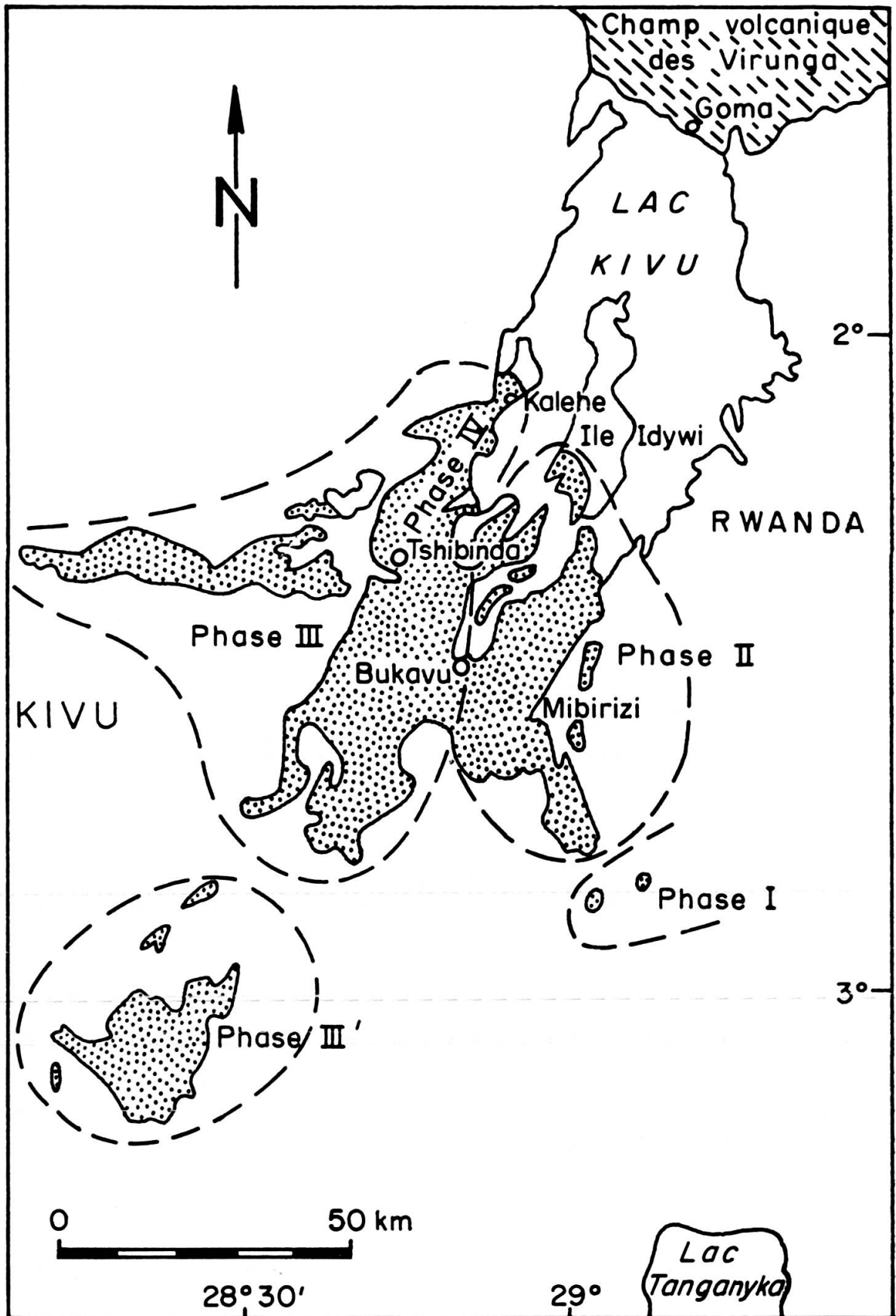


FIG. 1. — Champs volcaniques du Kivu sud d'après A. MEYER (1954) simplifié

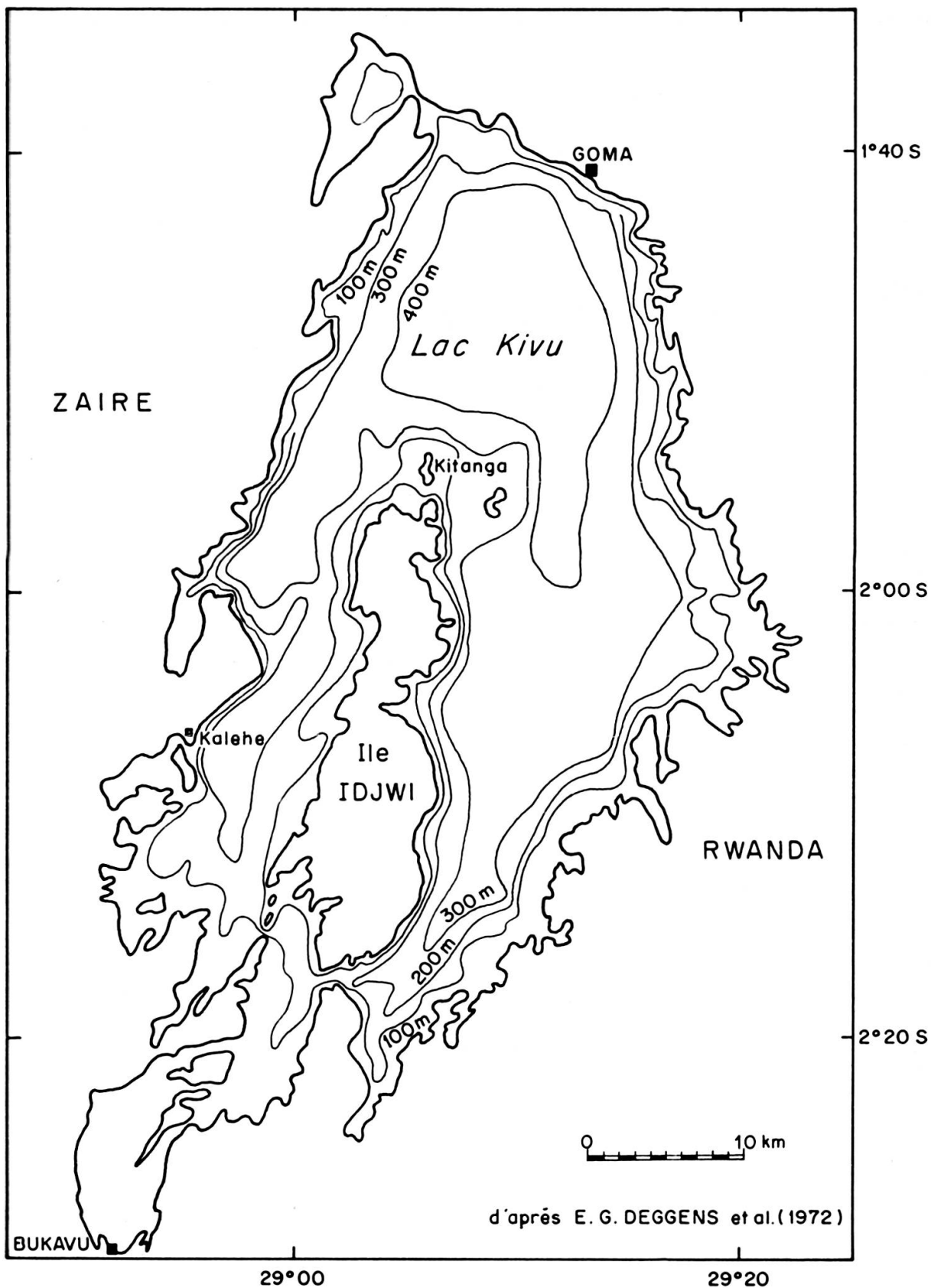


FIG. 2. — Courbes bathymétriques du lac Kivu

de sédiments ce qui, compte tenu de la vitesse de sédimentation calculée sur les carottes, indique un âge Pliocène moyen, alors que, dans le bassin occidental, la faible épaisseur de la couche de sédiments indiquerait un âge de quelques dizaines de milliers d'années.

L'île Idjwi est allongée NNE-SSO dans la zone axiale de la moitié sud du lac. C'est l'ancienne ligne de séparation des eaux des bassins ouest et est. Son insularité est une conséquence de la montée des eaux. Du nord au sud, elle atteint 43 km (si on lui rattache ce qui est logique, les îles du nord), et d'est en ouest 8 à 10 km dans sa moitié sud, 3 à 5 km dans sa moitié nord.

Géologiquement c'est une dorsale granitique, qui perce plus ou moins complètement les terrains précambriens plus anciens appartenant au système de la Ruzizi. Ces formations sont essentiellement schisto — gréseuses, avec de nombreux niveaux de roches vertes. Toutes les formations sont entrelardées de filons quartzo — mica-cées et quartzo — feld-spathiques; on notera la présence de rares bancs de marbres, particulièrement dans la zone centrale de l'île (région à l'ouest de Lumala).

Des épanchements basaltiques ont été signalés au début du siècle à l'extrémité sud-ouest de l'île Idjwi.

En ce qui concerne l'activité éruptive, nos levés de terrain nous ont permis des observations qui portent: figure 3

- I. Sur les basaltes anciens du sud-ouest de l'île
- II. Sur les éruptions basaltiques sous-lacustres récentes se superposant aux basaltes anciens.
- III. Sur l'éventualité d'une manifestation éruptive dans la région de Bunyakiri au centre nord de l'île.
- IV. Sur les petits blocs basaltiques de l'extrême nord des îles Idjwi et Kitanga. Ces points seront traités successivement.

1. LES BASALTES ANCIENS DU SW DE L'ILE IDJWI

(Fig. 3)

Divers travaux ont été effectués sur les basaltes du sud Kivu, et sur leurs relations avec les grandes failles du graben ouest africain. Pour l'essentiel des connaissances nous renvoyons aux études et mises au point de BOUTAKOFF (1939), CAHEN (1952), MEYER (1954 et 1957) et DENAEYER (1965 et 1972).

Rappelons que MEYER (1954) introduisait dans les épanchements du sud Kivu, à partir d'observations de terrain, des subdivisions chronologiques. Ce sont, des plus anciennes au plus récentes, les phases I, II, III et III'. Elles couvrent l'ensemble du volcanisme ancien, d'âge tertiaire et quaternaire. En 1957, il introduisait une

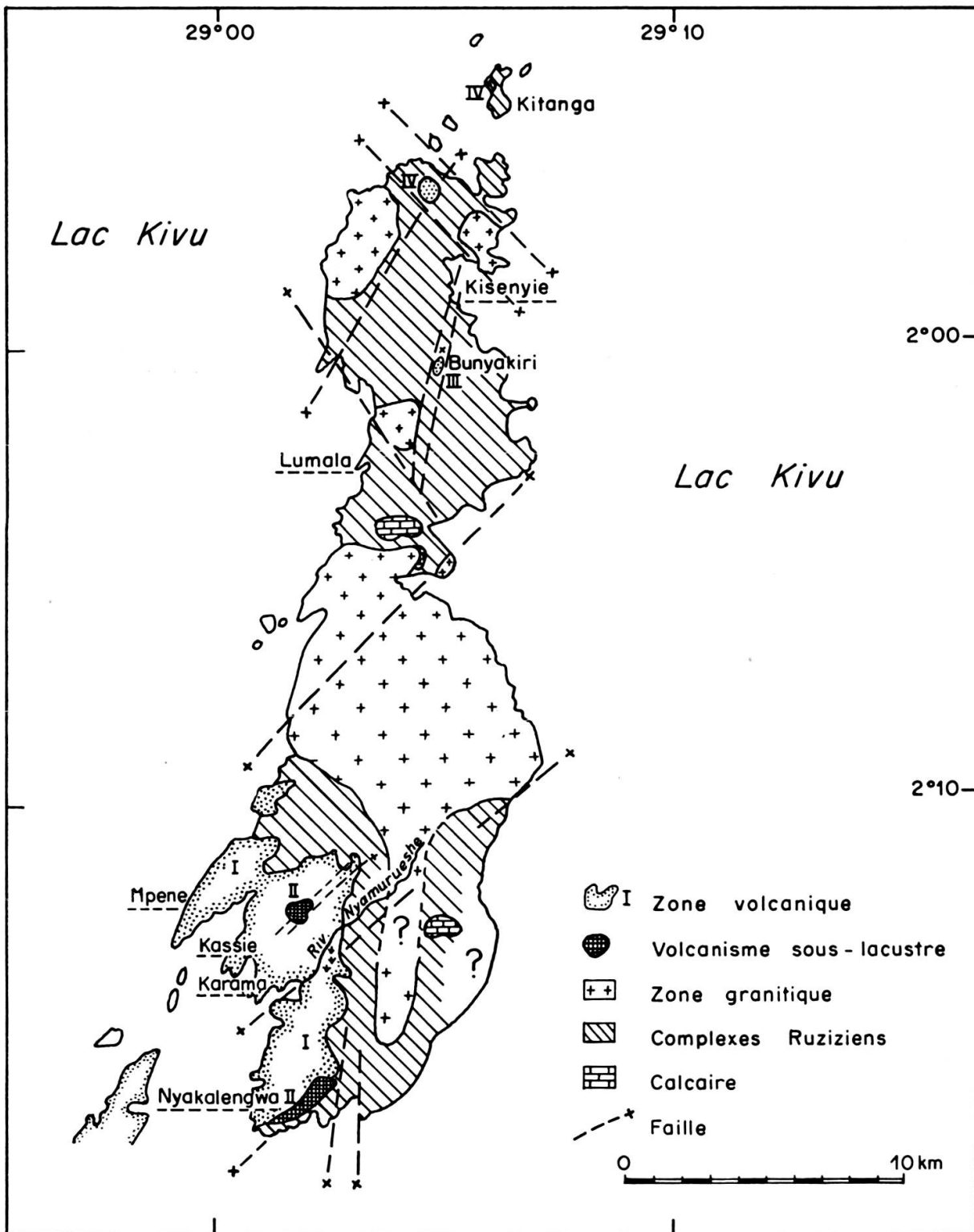


FIG. 3. — Répartition des zones volcaniques de l'île Idjwi

phase IV, pour un volcanisme basaltique actuel et subactuel, découvert dans la région de Tshibinda sur le flanc occidental du graben. (Fig. 1) Des études ultérieures nous ont montré une importante extension vers le NE. Les basaltes anciens du sud-ouest d'Idjwi sont rattachés à la phase II. Les centres d'émission ont été localisés, grâce aux travaux de SALEE (1927) et BOUTAKOFF (1939), dans la région de Mibirizi, (Rwanda), en relation avec les failles orientales du graben. Les basaltes couvrent les pentes occidentales du SW de l'île, et créent un paysage aux lignes arrondies, fait de larges croupes, séparées par des vallées colmatées à fond plat et aux versants raides. Cette morphologie est caractéristique de tout le paysage basaltique ancien du sud Kivu. L'altération superficielle, responsable de l'empâtement des lignes, est toujours importante et donne une terre argileuse rougeâtre à grisâtre. L'altération en boules est fréquente.

Nature des Laves

Description pétrographique

Un échantillon assez frais pris au centre d'une de ces boules montre une lave gris foncé, à grain fin, peu vacuolaire. Les coupes minces montrent une cristallisation bien développée, avec moins de 10% de verre. Les minéraux principaux sont un plagioclase titrant 60 à 70% d'an., une augite incolore, une pigeonite en microlites entre les lattes de plagioclases, et des minéraux opaques en grains disséminés ou en petites lattes. Le mode de cette roche est celui d'un basalte à pigeonite.

Origine des épanchements

Nous distinguerons une zone nord et une zone sud.

1. Au nord, les basaltes forment sur les crêtes du substratum schisto-gréseux des plaquages minces, qui vont en s'épaississant rapidement en direction sud-ouest. Au niveau du lac, le socle n'est plus visible. Aucune indication d'une origine locale n'a pu être relevée dans cette région qui intéresse les presqu'îles de M'pene, Kassié et Karama. L'altitude identique (1650 m) de la surface basaltique sur ces presqu'îles et sur les îlots qui les prolongent axialement au sud-ouest montre qu'il s'agit de vestiges de nappes basaltiques venant du sud et du sud-ouest et fortement entaillées par des vallées ultérieurement inondées. On peut donc les rattacher aux basaltes de la phase II issus des hauteurs de Mibirizi au Rwanda.

2. Dans la zone sud, séparée de la précédente par une dépression marécageuse que traverse la rivière Nyiamurueshe, les basaltes recouvrent des pentes fortement inclinées; en outre il n'y a pas de diminution caractéristique de l'épaisseur du manteau basaltique entre le lac à 1465 m et les crêtes à plus de 1720 m.

On remarque également, à l'extrême sud, que le manteau basaltique ne recouvre que les versants occidentaux et non les versants orientaux de la crête de Nyakalengwa. Il est donc difficile d'imaginer la mise en place de ces épanchements.

Si l'on admet une origine lointaine il faut envisager l'érosion d'une tranche de terrain de plus de 150 m d'épaisseur, ce qui paraît très improbable; par contre si l'on admet une origine locale et nous verrons au chapitre suivant que l'hypothèse est possible, il faut expliquer l'absence d'épanchement sur les versants orientaux de la crête. Il nous faut admettre que la position actuelle des basaltes est due à un mouvement vertical, ayant basculé vers l'ouest la zone de Nyakalengwa.

C'est par ailleurs un type de mouvement connu de longue date dans le graben et décrit par BOUTAKOFF (1939). Ce mouvement est provoqué ici par la grande faille nord-sud qui passe en arrière de la crête de Nyakalengwa et qui montre un rejet vertical d'une centaine de mètres.

II. LE VOLCANISME SOUS-LACUSTRE

Les formations sous-lacustres sont localisées dans la vallée qui sépare les presqu'îles de Kassié et Karama et le long d'une fissure NE-SO qui longe la crête occidentale de la presqu'île de Nyakalengwa.

I. LA ZONE DE KASSIÉ

Des dépôts hyaloclastitiques sont conservés dans trois affleurements. Les deux premiers sont de petits mamelons de quelques mètres de diamètre reposant sur les basaltes anciens. Le troisième forme une petite butte d'une trentaine de mètres de hauteur et d'une soixantaine de mètres de diamètre. Cette butte amorce une structure en arc de cercle, dont la prolongation passe par les deux autres témoins. Il pourrait donc s'agir d'un cratère, large à sa base de 250 à 300 m et dont le rapport hauteur/diamètre serait compris entre 1/7 et 1/10. La présence sur une partie déprimée du témoin principal d'un dépôt friable de diatomite, montre effectivement que les trente mètres actuels du témoin principal, sont ceux de l'édifice initial (planche 3).

II. LA ZONE DE NYAKALENGWA

Les hyaloclastites observables forment deux rides parallèles qui se poursuivent sur 2,5 km de la côte 1710 m au nord-est, à la cote 1500 m au sud-ouest. Elles sont séparées par une dépression à fond plat qu'elles dominent d'une dizaine de mètres en moyenne.

Description du matériel

L'essentiel des formations sont des lapillis partiellement ou totalement vitreux, pris dans un ciment jaune d'or à jaune roux. Epars dans la masse de hyaloclastite, on observe des boules de lave sphériques, parcourues de fissures grossièrement

radiales. Leur diamètre n'excède que rarement 50 cm. De l'extérieur au centre on observe: une enveloppe vitreuse dont l'épaisseur peut atteindre 1 cm et exceptionnellement 2 à 3 cm, puis une lave grise, massive, aphanitique, criblée de petites vacuoles sphériques, isolées les unes des autres. Pour 90% des vacuoles, le diamètre est compris entre 0,5 et 1,5 mm, sauf dans la zone externe vitreuse qui est fréquemment boursoufflée. La structure de ces boules les apparente à des pillows lavas. Intermédiaire entre les lapillis et les « pillows », on note des amas de fragments de granulométrie variable, parfois de la taille du poing provenant d'une fragmentation incomplète de la lave. La pellicule vitreuse externe des pillows s'observe très régulièrement sur la surface externe des fragments périphériques. Ces amas correspondraient à une explosion des pillows, limitée par la viscosité du milieu, et indiqueraient un rapport pression interne/pression externe proche de l'unité.

Description pétrographique

1. Les hyaloclastites: Le ciment possède un aspect floconneux ou vermiculaire, et, localement, des structures concentriques ou fibroradiées. Les lapillis montrent dans un fond jaune pâle, vitreux, des cristallites d'olivine et de plagioclases titrant 60 à 70% d'An. (Ech. Id 160, 106, 179)

2. Les pillows: Ils montrent, sous la pellicule vitreuse externe, une lave gris clair aphanitique. Le degré de cristallisation est variable. Du bord au centre on observe: Ech. Id 154 et 107 — Appendice I.

a) *Enveloppe vitreuse* (photos 1 et 2)

Microcristaux de plagioclases à terminaisons filamenteuses, titrant en moyenne 65% d'anorthite.

Microcristaux d'olivine (2V np environ 80°), avec une altération fréquente en iddingsite. On remarque que la transformation en iddingsite des olivines est nettement moins poussée dans l'enveloppe vitreuse que dans les zones plus internes des pillows, où elle est souvent complète.

Verre jaune pâle, représentant 50 à 60% de la coupe, et criblé de taches brunâtres de dévitrification.

b) *Lave sous l'enveloppe vitreuse* (photos 3-4)

Microlites de plagioclases à environ 65% d'An. toujours effilochés aux extrémités.

Microlites idiomorphes de périclase presque entièrement altérés en iddingsite jaune orange.

Fond brunâtre formé d'arborescences au centre desquelles s'observe parfois des cristallites indéterminables.

c) *Echantillon interne* (10-15 cm sous l'enveloppe vitreuse) (photo 5)

Mêmes caractères, mais les arborescences montrent en leur centre une cristallisation mieux développée, soit en baguettes filiformes de plagioclases, soit en fibres squelettiques à extinction droite, non identifiables.

d) *Echantillon au centre des « pillows »*. (photos 6-7)

Les plagioclases ont la même composition, mais leurs extrémités sont plus franches, la structure a une tendance intersertale. Les cristaux idiomorphes de péridot ne montrent aucune variation, alors que les fibres à extinction droite forment de longs microlites squelettiques. L'étude aux rayons X prouve qu'il s'agit de fibres d'olivine.

Le fond brun est entièrement formé d'arborescences. Les fibres qui les composent présentent fréquemment une extinction oblique, ce qui indique peut-être l'amorce de la cristallisation d'un clinopyroxène.

Les minéraux opaques ne sont toujours pas individualisés.

Nature des laves et des tufs. Appendice I-Ech. 154, 107 (Lave) et 160, 106, 107 (Tufs) A première vue il s'agit de basaltes à olivine. La cristallinité est cependant insuffisante pour que l'étude microscopique suffise. D'autre part deux analyses chimiques (Id. 154, 107) (Append. I) confirment les laves à la limite des domaines des basaltes alcalins et des basaltes tholeiitiques, tels qu'ils sont définis par MACDONALD et KATSURA (1964). L'alcalinité était peut-être plus forte initialement; en effet la teneur en eau des échantillons est élevée (4%), et la possibilité d'un lessivage des alcalis doit être envisagé. Dans les tufs où la teneur en eau atteint 7,5% le pourcentage de Na_2O par rapport aux laves est abaissé d'un tiers et celui de K_2O de moitié, et les tufs apparaissent comme fortement tholeiitiques. De ce fait il est impossible de tirer des conclusions de la composition normative qui montre du quartz libre et de l'hypersthène et l'absence d'olivine. Nous considérerons ces laves comme des basaltes à tendances alcalines. (GUIBERT 1977a — Fig. 4 et 5.)

Signification tectonique du volcanisme sous-lacustre

Dans la zone de Nyakalengwa nous avons vu que le matériel sous-lacustre s'observe jusqu'à la cote de 1710 m, soit 250 m au dessus du lac actuel (1465 m). Cet écart peut s'expliquer de deux façons :

1) le lac Kivu étant un lac de barrage, il a pu atteindre la cote 1720-1730 m.

Ceci implique l'absence d'exutoire en dessous de cette altitude. Certaine au nord dans la chaîne des Virunga, cette absence paraît impossible au sud, dans la région de Bukavu, où toutes les crêtes du canyon de la Ruzizi ainsi que les terrains limitrophes, sont inférieurs à la cote 1950 m. Il faudrait faire intervenir l'affaissement d'une vaste région que rien ne laisse supposer sur le terrain. En fait, nulle part le lac ne semble avoir dépassé la cote 1640 m: c'est l'altitude de la plus haute terrasse connue (BOUTAKOFF 1939), c'est celle du seuil franchit par la Ruzizi au sud, c'est

enfin l'altitude maximum atteinte dans la chaîne volcanique des Virunga par les édifices sous-lacustres (DENAËYER 1954)

Cette hypothèse nous semble devoir être rejetée.

2) Les éruptions se sont produites à un moment quelconque des phases ascendantes ou descendantes du lac Kivu, mais l'île Idjwi, au moins dans sa partie SW, aurait subi un mouvement vertical ascendant de 60 à 70 mètres, depuis la fin des éruptions sous-lacustres.

Nous adopterons cette hypothèse d'un soulèvement, qui concorde avec les observations sur les basaltes anciens et différents arguments morphologiques que nous développerons ultérieurement.

Age des éruptions

Le dépôt de diatomées que nous avons découvert sur l'édifice de Kassié a été étudié au Woods Hole Oceanographic Institution (DEGENS & al. 1972). Il s'agit de *Melosira granulata* (photos 8 à 11). D'autre part, les travaux effectués sur le lac Kivu, par les chercheurs du Woods Hole, ont permis d'obtenir des carottes de sédiments lacustres datés jusqu'à 10.000 ans, mais les diatomées présentes appartiennent non pas au genre *Melosira*, mais au genre *Nitzschia*.

On peut donc admettre pour l'activité sous-lacustre un âge antérieur à 10 000 ans.

III. SUR UN PHÉNOMÈNE ÉRUPTIF DANS LA RÉGION DE BUNYIAKIRI

Au départ de Lumala (fig. 3), la piste s'élève rapidement jusqu'à la crête de séparation des bassins versants est et ouest, qu'elle longe sur plusieurs km.

Cette crête est en fait un plateau perché et étroit, montrant un réseau hydrographique ancien, à pente faible, sinueux et d'orientation assez variable. Au bord du plateau la pente s'infléchit brusquement, et le réseau rejoint le lac par les thalwegs peu ramifiés et plus ou moins rectilignes. Ce rajeunissement de la partie inférieure du réseau est la conséquence d'un exhaussement vertical de cette partie de l'île. Le phénomène peut d'ailleurs s'observer en différents points d'Idjwi. Dans sa partie axiale ce horst est entaillé par une dépression étroite et rectiligne qui s'allonge sur 2 km environ selon une direction NNE-SSO (direction albertienne).

Cette dépression est jalonnée de petits marais. Le plus important est situé au sommet d'une petite butte, au sud du dispensaire de Bunyiakiri. Il s'agit d'un marais réniforme, situé exactement sur l'axe de séparation des eaux: après de fortes pluies, son drainage peut s'effectuer à l'est comme à l'ouest. Sur les flancs de la butte nous avons récolté deux petits blocs de 5 et 8 cm de diamètre d'une lave grise très vacuolaire.

Description du matériel

(Echantillon Id 158)

C'est une lave bien cristallisée avec moins de 10% de verre brun verdâtre à brun roux. La structure est subophitique ou intergranulaire. Les minéraux essentiels sont un plagioclase en microlites titrant en moyenne 65% d'anorthite et représentant en moyenne 45% de la coupe mince, une augite incolore, de nombreux grains de pigeonite et des minéraux opaques en lattes irrégulières ou en fins microlites dans la mésostase. Comme pour les basaltes anciens du sud de l'île, le mode est celui d'un basalte à pigeonite.

Origine de la lave

Il est possible que l'on se trouve en présence d'un petit cône volcanique, dont le cratère a été rempli par un marais, ce qui est fréquent.

Malheureusement, il nous a été impossible de trouver d'autres échantillons de lave dans cette région, où tous les points bas sont marécageux et la couverture végétale considérable. Quelques champs sur les flancs de la butte nous ont fourni des échantillons non en place de granites, de schistes, de roches vertes, et des débris quartzeux. Toutes ces roches existent dans le voisinage. Il n'y a donc rien qui puisse confirmer une manifestation volcanique de manière certaine. Cependant les arguments favorables à cette hypothèse sont: la position morphologique du marais, le mélange de différents types de roche sur les flancs de la butte, et la présence de blocs de lave en un lieu où justement leur existence n'est pas inexplicable. Nous avons déjà signalé dans la chaîne volcanique Tshibinda-Kalehe (GUIBERT (1977a)) la possibilité d'une activité explosive de type diatrême. Un phénomène analogue peut, à notre avis, être envisagé en ce point de l'île Idjwi.

IV. LES BASALTES DE L'EXTRÊME NORD ET DE L'ÎLE KITANGA

On trouvera sur la figure 3 la localisation de la zone des blocs de lave. Cette zone couvre deux à trois hectares, le long de la crête nord de la vaste dépression de Kysenie.

Les blocs reposent directement sur le substratum et leur poids ne dépasse que rarement deux kg. Des blocs identiques ont été trouvés plus au nord, sur l'île Kitanga.

Description du matériel. Echant. Id 220.

La lave est gris sombre, peu ou non vacuolaire. Le grain est fin, des cristaux d'olivine sont parfois visibles. Au microscope on observe de petits cristaux de plagioclases, souvent zonés, titrant 70-75% d'anorthite, une augite incolore parfois

zonée, une olivine et des minéraux opaques en petits grains épars dans une pâte fine faite de plagioclases et de petits granules indéterminables de clinopyroxène et d'olivine. Le mode est celui d'un basalte à olivine. Le caractère alcalin est confirmé par l'analyse chimique (Appendice I et GUIBERT (1977a) fig. 4-5).

Origine des blocs

L'absence de verre permettrait d'attribuer ces blocs aux basaltes anciens. Tant sur Idjwi que sur Kitanga l'origine des blocs est assez énigmatique. Nous avons envisagé plusieurs hypothèses.

1) Blocs allochtones

Deux cas peuvent se présenter :

a) Par suite de sa résistance au feu le basalte est souvent utilisé comme pierre de foyer. Nous avons connu de ce fait quelques mésaventures sur le continent dans le voisinage de l'IRSAC. Cependant ce transport s'effectue généralement sur quelques centaines de mètres, alors que dans notre cas les épanchements basaltiques les plus proches se trouvent près de 30 km plus au sud; d'autre part nous avons pu vérifier que dans cette région ce sont des blocs de roches vertes massives qui sont utilisées dans ce but.

b) Mêlées aux blocs basaltiques on remarque parfois des scories de fourneaux indigènes. Une activité métallurgique, actuellement abandonnée, a effectivement existé en divers points de l'île Idjwi. Les blocs de lave auraient pu: soit servir à la construction des fours, mais on se trouve à nouveau face au problème de la longueur du transport, soit servir directement de minerai, ce qui est assez douteux, d'autant plus que des lentilles d'oligiste, connues de longue date, existent dans la région.

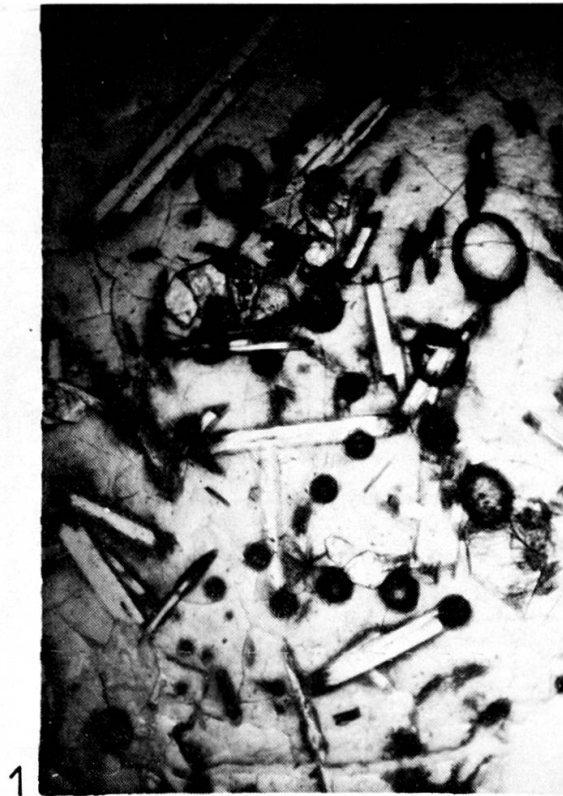
2) Centres éruptifs locaux

Nous n'avons trouvé aucun indice ni sur l'île Idjwi, ni sur celle de Kitanga. Il est cependant toujours possible d'imaginer un dyke étroit qui aurait échappé à nos observations ou de supposer l'existence de centres éruptifs sous la surface du lac: des failles tectoniquement actives existent à proximité (SUTTON et BERG (1958), DE BREMAECKER (1959)); l'une d'elles coupe la partie nord de l'île. L'émission locale de laves ne peut donc être exclue a priori.

Signalons toutefois que les études géophysiques du Woods Hole Oceanographic Institution, n'ont à notre connaissance rien signalé de particulier (DEGENS & al. (1972)).

3) Vestiges de nappes basaltiques lointaines

Les débris observés appartiendraient aux prolongements des épaisses coulées basaltiques du sud Kivu et particulièrement de la région de Birava — Katana — Kalehe (fig. 1). Leur écoulement se serait poursuivi au moins jusqu'au nord de l'île, le long de la vallée actuellement ennoyée qui forme le bassin ouest du lac.



1



2



3



4

Photos 1-2: coupes minces effectuées dans la zone vitreuse des « pillows ». On remarque: le verre craquelé, représentant plus de 60% de la surface, des microlites de plagioclases montrant des terminaisons effilochées, des microlites d'olivine intratellurique, peu ou pas altérés.

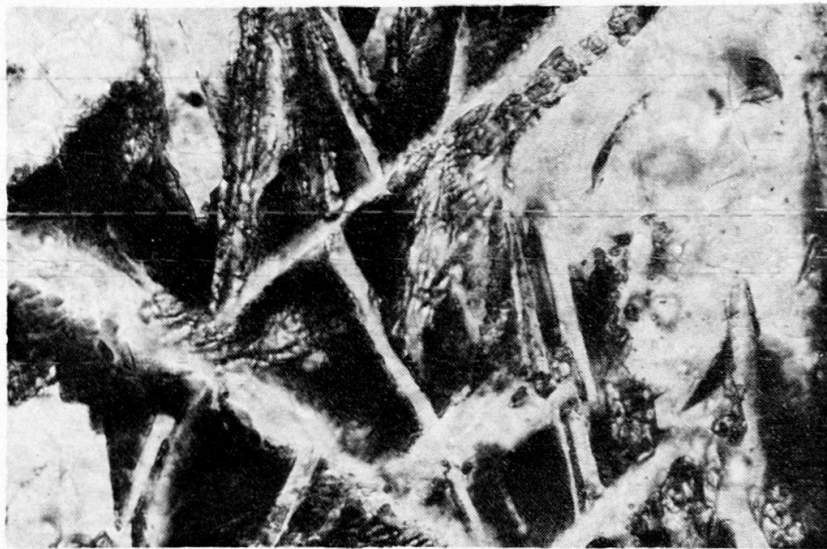
Photos 3-4: Elles représentent la zone sous l'enveloppe vitreuse. Le verre se dévitrifie en arborescences à extinction droite ou oblique. Les microlites de plagioclase ont les mêmes caractères que ci-dessus. Par contre les microlites d'olivine s'altèrent en Iddingsite rougeâtre.



5



6

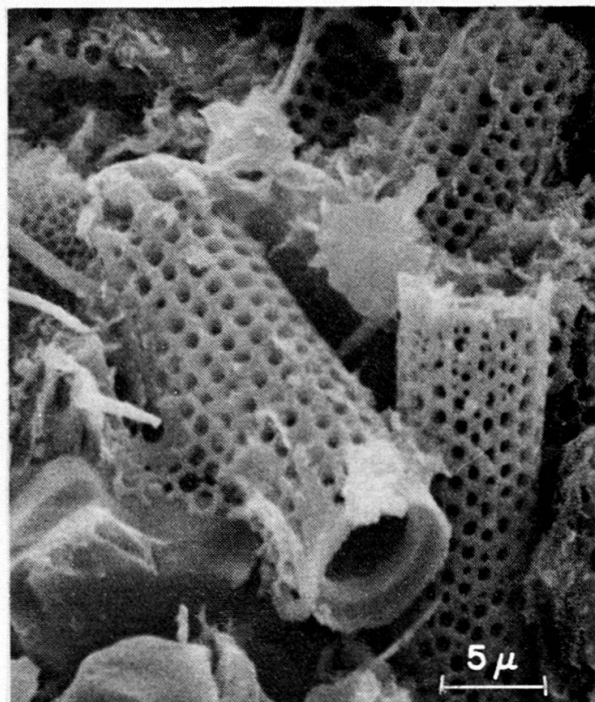
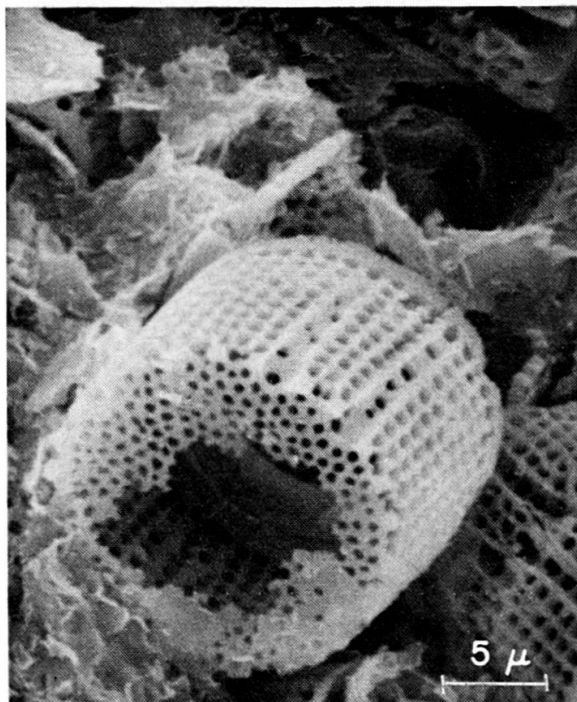
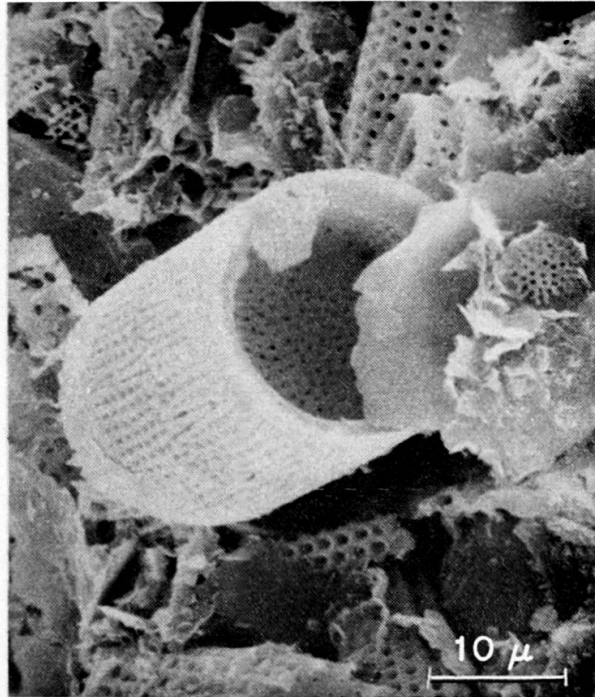
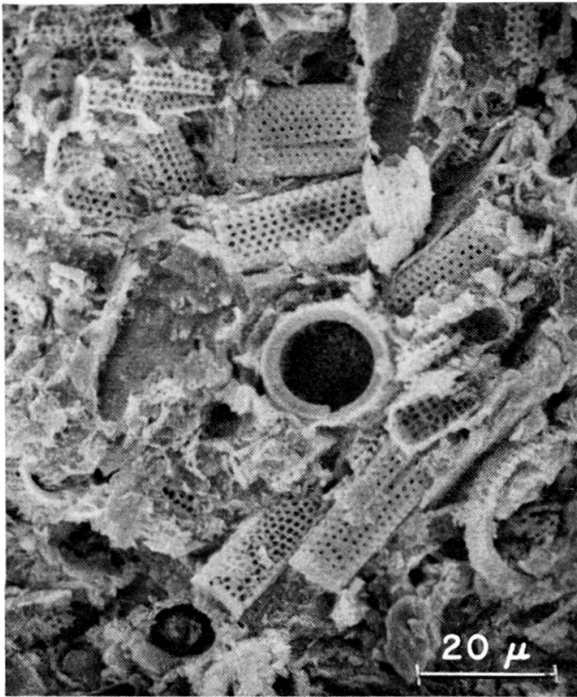


7

Photo 5: zone plus interne. Les caractères sont les mêmes, mais on remarque un début de cristallisation en fibres des arborescences à extinction droite.

Photo 6: zone centrale. La cristallisation est bien développée. Les caractères des plagioclases et de l'olivine identiques. L'altération en iddingsite de cette dernière est le plus souvent totale. La cristallisation des arborescences à extinction droite s'est développée. Les grands filaments d'olivine apparaissent nettement.

Photo 7: Détails de la zone centrale, montrant les filaments squelettiques d'olivine, toujours altérés en iddingsite.



Microphotographies des *Melosira* de la diatomite de Kassie.

Vue la petitesse des blocs, il s'agirait d'une bordure, d'une terminaison ou à la rigueur d'une petite digitation issue d'une des coulées majeures.

Dans ce cas, les blocs basaltiques se trouvant plus de 400 m au dessus du fond du lac l'hypothèse implique un exhaussement équivalent du substratum de l'île. Si l'on admet que les épanchements basaltiques des phases I et II ont débuté au Plio-Pleistocène (MEYER 1954), on obtient, dans le cas d'un mouvement continu, une vitesse de soulèvement de 1 à 10 cm par siècle. Ces valeurs n'ont rien d'excessives si on les rapproche des 50 cm par siècle environ estimés pour les déplacements des volcans sous-lacustres ou des chiffres envisagés pour la mise en place, 300 km au nord, du massif du Ruwenzori (1,5 à 30 cm par siècle (CAHEN (1952))).

CONCLUSION

Les observations sur les basaltes du sud, du centre et du nord ainsi que l'étude de la morphologie qui montre l'existence de réseaux hydrographiques rajeunis prouvent que l'île Idjwi est une dorsale soulevée. Les secousses sismiques enregistrées en divers points de l'île (De BREMAECKER 1959) comme les déplacements verticaux récents subis par les édifices sous-lacustres confirment que l'activité tectonique se poursuit actuellement, faisant de l'île Idjwi un élément structural important du Graben Ouest Africain qu'elle sépare en deux bassins, parallèles aux directions générales NNE-SSO.

Ajoutons que ce « horst » n'est pas d'une seule pièce mais formé de compartiments ayant joué différemment et qui semblent, dans l'état actuel de notre étude, délimités par des failles NE-SO (albertiennes) et, principalement dans le sud de l'île, par des failles NO-SE et nord-sud (directions tanganyikiennes).

L'existence de mouvements de coulissage latéraux que différents indices laissent pressentir, n'a pu être confirmée sur le terrain.

Remerciements

Nos remerciements vont à l'Institut de Recherches scientifiques en Afrique centrale de Lwiro (Zaïre), au groupe de recherches médicales de l'Université de Bruxelles en Afrique centrale (C.E.M.U.B.A.C.) dont le support logistique nous a permis d'effectuer le travail sur le terrain et au professeur Marc Vuagnat qui a bien voulu relire et corriger notre texte.

BIBLIOGRAPHIE

BOUTAKOFF, N. (1939). Géologie des territoires situés à l'ouest et au nord-ouest du fossé tectonique du Kivu. *Mem. Inst. Geol. Univ. Louv.* T. IX, fasc. 1.

- CAHEN, L. (1954). Géologie du Congo Belge. Liège 1954.
- DE BREMAEKER, J. Cl. (1959). Seismicity of the West African Rift Valley. *J. of Geophy. res. Vol. 64*, No. 11.
- DEGGENS, E. T. (1972). Anatomy of a rift lake. Woods Hole Oceanographic Instit.
- DENAEYER, M. E. (1954). Les anciens volcans sous-lacustres de la bordure nord du lac Kivu. *Bull. Soc. Bel. Geol. T. 63*.
- (1963). Les hyaloclastites de la rive nord du lac Kivu. *Bull. volc. T. 25*.
- GUIBERT, Ph. (1977a). Contribution à l'étude du volcanisme du sud Kivu (Zaïre): I. La chaîne volcanique Tshibinda-Kalehe.
- HONNOREZ, J. (1963). Sur l'origine des hyaloclastites. *Bull. volc. T. 25*.
- RITTMANN, A. (1963). Les volcans et leur activité.
- SUTTON, G. H. and E. BERG. (1958). Seismological studies of the western Rift Valley of Africa. *Trans. Am. Geophy. Union Vol. 39*, No. 3.
- TAZIEFF, H. (1972). About deep-sea volcanism. *Geol. Rundschau Band 61*.

APPENDICE I

Compositions centesimales

	Id. 220	Id. 154	Id. 107	Id. 160 Tuf	Id. 106 Tuf	Id. 179 Tuf
SiO ₂	45.90	46.80	51.20	49.50	49.94	50.99
TiO ₂	1.59	2.05	1.64	2.04	1.64	1.57
Al ₂ O ₃	13.27	15.47	15.20	14.16	14.56	13.57
Fe ₂ O ₃	3.10	5.31	3.67	7.27	6.48	7.39
FeO	6.80	6.20	6.81	5.30	5.75	5.46
MnO	0.16	0.14	0.14	0.14	0.13	0.30
MgO	9.70	6.19	4.91	4.81	5.16	4.95
CaO	12.26	8.95	9.05	6.55	7.14	7.04
Na ₂ O	2.08	2.71	3.08	1.73	2.04	1.87
K ₂ O	1.08	0.57	0.40	0.42	0.23	0.19
P ₂ O ₅	0.87	0.32	0.20	0.68	0.64	0.17
H ₂ O	3.01	4.38	3.37	7.69	6.99	6.97
CO ₂	0.46	0.45	0.40	0.18	0.25	0.29
Total	100.29	99.54	100.16	100.47	100.95	100.76
Rb	33	21	18	Tuf	Tuf	Tuf
Sr	1 273	343	257			
<i>Compositions virtuelles C.I.P.W.</i>						
Q	—	3.23	6.70	18.76	15.45	18.19
Or	6.38	3.36	2.36	2.48	1.35	1.12
Ab	17.60	22.92	26.04	14.63	17.25	15.81
An	23.68	28.36	26.47	26.91	29.65	28.07
D {	Wo	11.91	4.63	6.08	—	1.62
	En	8.30	3.36	3.67	—	1.26
	Fs	2.61	0.84	2.08	—	0.19
H {	En	3.35	12.05	8.55	11.97	11.06
	Fs	1.05	3.02	4.86	0.61	1.69
O {	Fo	8.74	—	—	—	—
	Fa	3.04	—	—	—	—
Corindon	—	—	—	0.99	0.09	—
Ma	4.50	7.70	5.45	10.54	9.40	10.71
Il	3.01	3.89	3.11	3.87	3.11	2.98
Ap	2.06	0.75	0.47	1.61	1.51	0.40
Ca	1.04	1.02	0.90	0.40	0.57	0.66
H ₂ O	3.00	4.38	3.37	7.69	6.99	6.97
Total	100.34	99.55	100.17	100.50	100.98	100.77

