

Institut Royal Colonial Belge

SECTION DES SCIENCES NATURELLES
ET MÉDICALES

Mémoires. — Collection in-8°.
Tome XXIII, fasc. 1.

Koninklijk Belgisch Koloniaal Instituut

SECTIE VOOR NATUUR- EN
GENEESKUNDIGE WETENSCHAPPEN

Verhandelingen. — Verzameling in-8°.
Boek XXIII, afl. 1.

LE COMPLEXE
DES
ROCHES MAGMATIQUES
DE
L'ENTRE LUBILASH-LUBISHI
(KATANGA)

PAR

A. BEUGNIES

INGÉNIEUR GÉOLOGUE A. I. M^s.
INGÉNIEUR AU COMITÉ SPÉCIAL DU KATANGA.



Avenue Marnix, 25
BRUXELLES

Marnixlaan, 25
BRUSSEL

1953

PRIX : F 200
PRIJS :

LE COMPLEXE
DES
ROCHES MAGMATIQUES
DE
L'ENTRE LUBILASH-LUBISHI
(KATANGA)

PAR

A. BEUGNIES

INGÉNIEUR GÉOLOGUE A. I. M^s,
INGÉNIEUR AU COMITÉ SPÉCIAL DU KATANGA.

Mémoire couronné au concours de 1952.

GÉNÉRALITÉS

Aux confins du Katanga et du Kasai, l'Entre Lubilash-Lubishi avec sa végétation luxuriante contraste avec les plateaux sableux arides de Kamina qui s'élèvent au Sud.

Galleries forestières aux fûts élancés, aux sous-bois touffus, plaines mamelonnées à riche végétation herbeuse couvrant un sol rouge argileux constituent le paysage dominant.

Ce pays de prédilection pour la culture se peupla de quelques colons, sociétés et compagnies agricoles.

Récemment en 1946, la société de colonisation belge au Katanga (Cobelkat) y entreprenait des travaux et mettait au point un programme d'étude en vue de valoriser le sol de cette contrée. Des agronomes, des vétérinaires, des techniciens, des spécialistes de la Cobelkat ne tardaient pas à donner une vigoureuse impulsion au développement de la culture et de l'élevage. Aujourd'hui, plusieurs dizaines de colons, déjà installés, défrichent les terres, cultivent du tabac et des plantes vivrières, élèvent un premier cheptel.

Prévoyant de multiples problèmes à résoudre tant dans le domaine de l'agriculture que dans celui de l'élevage, la Cobelkat équipait plusieurs stations expérimentales les unes pour les plantations (Mwadi-Kayembe, Kaniama), les autres pour l'élevage (Kasese). Dans le même moment, la société mettait au programme l'étude pédologique de ses concessions s'étendant sur des milliers d'hectares. L'Institut National d'Études Agronomiques au Congo (INÉAC) fut chargé de l'étude pédolo-

gique comprenant notamment la cartographie des sols avec leurs caractéristiques dominantes.

Il apparut bien vite que la pédologie ne pouvait être complète sans la connaissance de la constitution du sous-sol. Bientôt en effet, des divergences de vues naissaient entre pédologues et agronomes, les uns affirmant la présence dans le sol en quantités suffisantes de tels éléments chimiques indispensables, les autres voyant une déficience de ces mêmes éléments. Des variations dans les qualités de sols voisins ne pouvaient être expliquées que par la nature différente du sous-sol. Un levé géologique paraissait indispensable et répondant à la demande de la Cobelkat, le Comité Spécial du Katanga l'entreprit. J'eus le privilège de l'exécution de ce travail qui fait l'objet de la présente étude.

Je fus grandement soutenu dans ma tâche par l'aide matérielle que la Cobelkat m'a toujours apportée et qu'il me soit permis de remercier son directeur, M. E. HERMAN, dont l'accueil sympathique et l'aide spontanée ont contribué à alléger mon travail et à rendre mon séjour des plus agréable.

INTRODUCTION

Ce travail, aboutissement de plusieurs missions géologiques dans l'Entre Lubilash-Lubishi, rentre dans le cadre des activités du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga. Lors de la première mission, en mars 1948, les observations ont porté sur la géologie des environs de Mwadi-Kayembe, de Kaniama et de Kaseke.

C'est au cours de la deuxième mission du 15 septembre au 30 octobre 1948 que fut réalisé le levé de détail au 1/50.000. En mars 1949, l'extension septentrionale du massif fut reconnue à la suite de levés s'étendant jusqu'à la confluence Lubilash-Lubishi. L'étude pétrographique de plus de 300 échantillons de roches de cette région a été réalisée au laboratoire du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga.

Les premiers échantillons ont été recueillis et repérés par le personnel de la mission INÉAC en charge de l'étude pédologique de cette région. Je tiens à remercier M. A. FOCAN, ingénieur-agronome et pédologue, chef de cette mission, qui a bien voulu me communiquer ce premier matériel.

Les analyses chimiques ont été réalisées au Service Géologique Régional à Bukavu. Ces analyses ont été menées à bien par M. S. GASTELLIER et complétées par un examen spectroscopique par M. P. HERMAN. Nous remercions M. F. CORIN, directeur du service géologique du Congo belge qui a donné son plein accord à la réalisation de ces analyses.

En novembre 1948, lors des missions d'inspection

dans le district aurifère du Tanganyika, j'ai pu constater sur le terrain les grandes analogies existant entre les roches magmatiques de cette région et celles de l'entre Lubilash-Lubishi.

Au début 1948, M. A. JAMOTTE, au retour d'une mission de géologie économique, a bien voulu me laisser étudier la pétrographie des nombreux types de roches qu'il rapportait dudit district aurifère du Tanganyika [17] ⁽¹⁾.

Dans l'étude pétrographique des roches de l'entre Lubilash-Lubishi, j'ai pu profiter de l'expérience et des directives de M. P. GROSEMANS, ingénieur-géologue au Comité Spécial du Katanga, que je tiens à remercier.

Mon collègue, M. J. VAN DE STEEN, ingénieur au Service des Mines du Comité Spécial du Katanga, s'est offert à photographier de nombreuses coupes minces de roches. Je le remercie de l'aide qu'il m'a apportée en s'acquittant de cette tâche difficile.

Enfin, mes plus vifs remerciements iront à mon maître M. F. SCHELLINCK, chargé de cours de minéralogie à la Faculté polytechnique de Mons, et à mon regretté directeur, M. A. JAMOTTE, chargé de cours de géologie appliquée à cette même Faculté, auprès de qui j'ai toujours trouvé conseils et avis marqués au sceau de leur longue expérience de la Géologie africaine.

⁽¹⁾ Les chiffres entre crochets [...] renvoient à la bibliographie *in fine*.

Le complexe des Roches magmatiques de l'entre Lubilash-Lubishi (Katanga)

A. — PRÉLIMINAIRES.

LA DÉTERMINATION DES MINÉRAUX

La détermination des minéraux est basée sur des méthodes optiques.

Pour la mesure des angles $2V$ des axes optiques, on a utilisé la méthode de MALLARD, ainsi que la platine de FÉDEROW ; pour les plagioclases, on a aussi employé la méthode de WINCHELL.

1. La détermination des pyroxènes.

1. — Hypersthène.

Les figures d'axes montrant le point de percée de la bissectrice X sont à rechercher sur les lamelles à une seule direction de clivage, à faible biréfringence (010).

L'hypersthène la plus commune possède les caractéristiques optiques suivantes :

Plan des axes parallèle à 010.

Signe négatif.

$2V = -52^\circ$.

$ZAC = 0^\circ$.

La biréfringence est faible, de l'ordre de grandeur de 9 à 12.

Pléochroïsme très apparent.

X — brun rosé.

Y — vert jaunâtre.

Z — vert pâle ou incolore.

D'après les diagrammes de WINCHELL [45], cette hypersthène appartient à la famille enstatite-hypersthène avec environ 60 % de molécules FeSiO_3 et dont la composition chimique serait donnée par la formule :



Cependant, dans l'ensemble, l'hypersthène est de composition variable depuis une hypersthène d'angle $2 V = 20^\circ$ (Fe Si O_3) jusqu'à une hypersthène d'angle $2 V = 90^\circ$ ($22 \text{ MgSiO}_3. 3 \text{ FeSiO}_3$) qui est déjà une enstatite.

N° de l'échantillon N°	Angle des axes 2 V
191	— 20°
67	— 36°
208	— 36° à — 57°
124	— 48°
230	— 50°
188	— 52°
88	— 52° à — 57°
5	— 53°
172	— 58°
209	— 60°
39	— 61°
5	— 66°
86	90°
212	90°

2. — Les augites.

a) AUGITE ORDINAIRE.

L'augite la plus commune est incolore ou légèrement verdâtre mais non pléochroïque et possède les caractéristiques optiques suivantes :

Plan des axes parallèle à 010
 Signe positif
 $2 V = 51^\circ$
 $ZAC = 38^\circ$
 Angle α des clivages (110) = 85°
 Biréfringence : 24

N°	2 V	ZAC	α
185	51°	38°	
5	55°	43°	
140	50°	38°	85°
84	54°	37°	
9	52		
20	56°		
74	52°		
87	51°		
124	55°		
138	51°		
148	57°		
184	52°		
206	55°		
164	51°		

b) AUGITE FERRIFÈRE.

L'augite ferrifère est colorée dans les tons verts ; l'angle $2 V$ et l'angle d'extinction ZAC sont plus grands que dans l'augite ordinaire. Les caractéristiques optiques sont les suivantes :

Plan des axes parallèle à 010
 Signe positif
 $2 V = 61^\circ$
 $ZAC = 48^\circ$

L'angle des clivages 110 est de 88°

Le pléochroïsme bien qu'apparent n'est pas très intense.

Variétés peu colorées	Variétés très colorées
X — vert clair	X — vert olive
Y — vert clair	Y — vert clair
Z — jaune	Z — brun jaunâtre

N°	2 V	ZAC
5	65°	48°
33	62°	
44	61°	
67	61°	48°
84	57°	38°
86	60°	
17	65°	
172	62°	
191	61°	45°
202	60°	
208	65°	
213	57°	
151	54°	48°
185	60°	44°
170	56°	48°
191	72°	61°
62	64°	42°

L'angle d'extinction relativement grand (48°), le pléochroïsme peu intense, la teinte verte, sont les caractères propres à l'augite ferrifère [45].

L'angle des axes est plus grand que dans l'augite ordinaire, ce qui indiquerait d'après WINCHELL [45] une teneur plus élevée en alcalis mais le pléochroïsme est trop faible pour une aegyrinaugite.

Les variétés très colorées sont toujours accompagnées de sphène, ce qui semblerait y indiquer la présence de titane.

c) AUGITE PIGEONITIQUE.

La pigeonite est incolore et ses caractères optiques sont les suivants dans les variétés les plus fréquentes :

LES PYROXÈNES DE
L'ENTRE LUBILASH-LUBISHI.

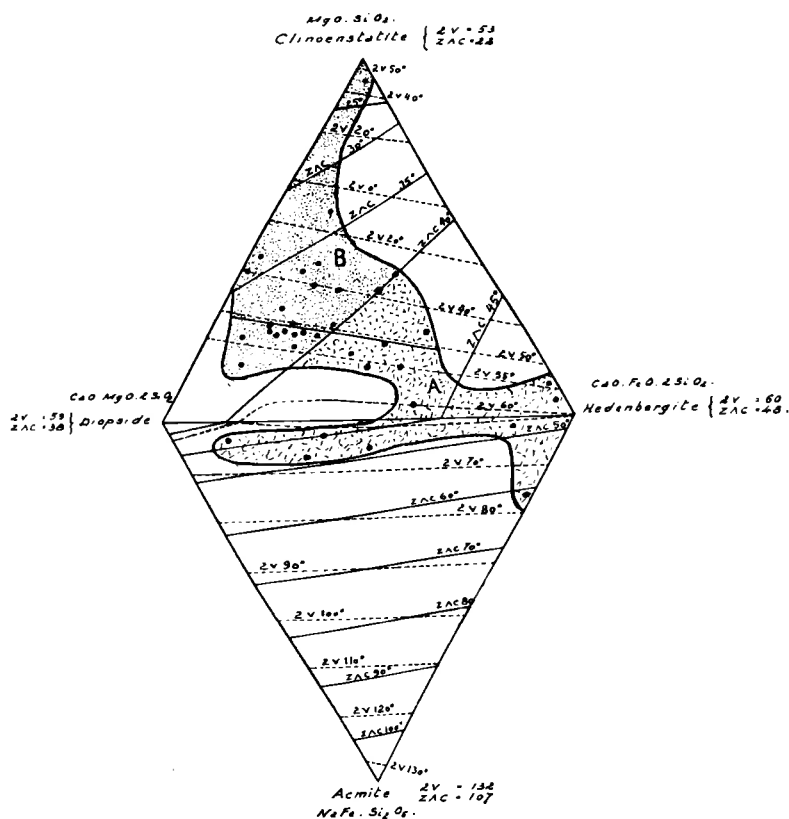


FIG. 1.

Signe positif

$$2V = 38^{\circ}$$

$$ZAC = 40^{\circ}$$

Deux clivages parfaits (110) font entre eux un angle α de 86° . Il existe parfois deux clivages imparfaits suivant les plans (100) et (001). L'angle des axes, très variable, atteint parfois 50° , le minéral devenant une véritable augite. Ailleurs, il prend des valeurs beaucoup

plus petites (10° environ). Ces variations sont parfois notées dans une seule lame mince.

N°	2 V	ZAC
36	48° à 50°	—
92	45°	—
147	10° , 38° , 40°	33°
164	47°	43°
170	43° à 52°	—
185	40°	37°
188	40°	—
202	30° à 38°	40°
220	36°	36°

3. — La clinoenstatite.

Nous avons identifié la clinoenstatite dans une seule lame mince et ses caractères optiques étaient les suivants :

Incolore
 Signe positif
 $2 V = 46^\circ$
 $ZAC = 23^\circ$

Il s'agit vraisemblablement d'une clinoenstatite de la famille clinoenstatite-clinohypersthène.

Remarques.

Dans l'ensemble des roches étudiées, les augites montrent des caractéristiques optiques correspondant à des espèces de transition entre les trois espèces types ci-dessus décrites. Les points représentatifs de ces augites dans les diagrammes triangulaires de WINCHELL (voir fig. 1) sont distribués dans deux zones,

1° Une zone A correspondant aux augites ferromagnésiennes depuis une augite ordinaire jusqu'à une augite très ferrière,

2° Une zone B correspondant aux augites calcomagné-

siennes ou pigeonitiques depuis une augite ordinaire jusqu'à une pigeonite d'angle $2V = 10^\circ$.

Si l'on y ajoute la clinoenstatite, on remarque que tous les pyroxènes monocliniques de l'entre Lubilash-Lubishi ont un caractère magnésien prédominant et presque tous les points figuratifs se trouvent à l'intérieur du triangle clinoenstatite-hedenbergite-diopside.

2. — La détermination des amphiboles.

1. — Hornblende sodique.

La hornblende sodique montre un pléochroïsme particulier dans les teintes vert-bleutées.

Biaxe négatif
X — jaune clair
Y — vert d'herbe
Z — vert bleuté

N°	2 V	ZAC
134	— 62°	17°
19	— 64°	18°
43	— 60°	20°
79	— 57°	18°
166	— 50° à 57°	20°

2. — Hornblende verte.

La hornblende verte a un pléochroïsme marqué dans les tons verts.

X — incolore à jaune clair
Y — vert foncé
Z — vert clair
Plan des axes optiques parallèle à 010
Allongement positif
 $N_g > 1,657$
 $N_m < 1,657$

N°	2 V	ZAC	α
22	— 85°	19°	126°
166	— 74°		
114	— 74°	19°	
134	— 82°		
92	entre — 70° et — 80°		

3. — Hornblende brune.

X — jaune clair

Y — brun foncé

Z — brun clair

$N_m > 1,657$

N°	2 V	ZAC	α Clivages
166	— 77°	29°	
191	— 78°	22°	123°
138	— 78°		123°
67	— 78°	23°	
88	— 78°	20°	

3. — La détermination du sphène.

Le sphène avec son haut relief et ses sections fusiformes, montre un pléochroïsme caractéristique dans les tons bruns.

X — jaune clair

Y — brun jaunâtre

Z — brun rougeâtre

La dispersion axiale est très forte (11° à 12°).

Une mesure a donné notamment les valeurs suivantes pour 2 V :

Lumière blanche	Lumière verte	Lumière bleue
36°	32°	54°

Les sections en forme de fuseaux sont parallèles au plan des axes optiques (010). Le signe est positif.

N°	2 V	XAC
13	36°	
17	36°	—
62	36°	30°
151	26°	—
191	36°	—

Le sphène est partout associé à l'augite très ferrifère.

L'angle des axes relativement grand (36°) peut être dû à une teneur en fer plus élevée [45]. Le minéral montre rarement des macles lamellaires. Il vaut d'être noté que seul le sphène de l'échantillon 151 a un angle $2 V = 26^\circ$.

4. — La détermination de l'allanite.

Ce minéral a été identifié dans le granite où il atteignait des dimensions de l'ordre du millimètre.

Pléochroïsme très marqué.

X — jaune clair

Y — brun foncé

Z — incolore

Signe négatif

$2 V = -60^\circ$

Plan des axes optiques parallèle à (010)

L'angle du prisme (101) (001) = 116° .

Le clivage 100 fait un angle de 5° avec X.

Le cristal présentait une macle dont le plan d'association parallèle à 101 faisait un angle de 30° avec X.

5. — La détermination de la muscovite.

$2 V = 38^\circ$

Signe négatif

$N_m = 1,60$.

Les diagrammes de WINCHELL [45] indiquent pour ces valeurs une muscovite phengitique à 40 % environ de phengite (muscovite magnésienne).

6. — La détermination du grossulaire.

Le grenat possède une teinte rose parfois visible à l'œil nu. Il ne réalise que très rarement ses formes cristallographiques. En section mince, sa couleur est rosée, son isotropie est parfaite. A la flamme il se couvre d'une patine blanchâtre. L'indice N_m mesuré est légèrement inférieur à 1,74, parfois supérieur à cette valeur.

B. — PARTIE DESCRIPTIVE

I. — Les unités pétrographiques.

Dans le nord de la région Cobelkat, depuis les plantations de Mwadi-Kayembe à l'ouest jusqu'au-delà de Kasendji à l'est, émerge un important massif de gabbro sombre, à texture grenue. En bordure, il est parfois injecté de veinules tonalitiques et quartzofeldspathiques.

A l'est, s'étend le grand massif granitique de la Luba constitué d'une roche très claire, à gros grain et pauvre en biotite.

Dans les environs de Kasese, le même type de granite forme le batholite du Mont Kitengu.

Entre le massif de la Luba et le massif de gabbro, s'étend toute la zone des roches tonalitiques dont la pseudo-stratification réalisée par l'alternance de bandes respectivement plus ferromagnésiennes et plus feldspathiques, donne au pays son aspect caractéristique. Dans l'aire d'extension des tonalites, de plus petits massifs de gabbro s'individualisent, circonscrits par les tonalites.

Parfois, dans les tonalites, les bandes claires quartzofeldspathiques prennent des proportions plus grandes et la roche devient typiquement une anorthosite quartzueuse. Les plus acides d'entre elles ont un aspect rouge et forment des pointements ou lentilles plus ou moins bien individualisés. Quelques pointements granitiques émergent encore des tonalites. Ce granite a le même aspect que celui des grands massifs de la Luba ou du Mont Kitengu.

Plus rarement, comme au signal de Kangombwe, des aplites équi-granulaires, d'aspect grisâtre, forment des bandes ou filons. Enfin de-ci, de-là, dans la tonalite on peut suivre un filon de quartz laiteux ou des lentilles quartzeuses.

Des petits dykes de roches gabbroïques à grain fin recoupent encore la tonalite en quelques endroits. A Kangombwe, des sills de basalte à hypersthène sont coïncés dans les litages tonalitiques.

Des gabbros à texture ophitique forment des pointements plus grisâtres dans les tonalites ou les gabbros, mais nous n'avons jamais pu observer de contact net.

C'est de la bordure méridionale du Mont Kitengu que proviennent les échantillons de greisen à muscovite et à quartz transparent que nous avons étudiés, mais nous ne possédons aucune donnée sur le mode de gisement.

Cet ensemble de roches magmatiques fait l'objet de la présente étude.

Trois grandes unités pétrographiques peuvent être distinguées : gabbro, tonalite, granite.

Les greisen, aplites, anorthosites quartzeuses, filons de quartz sont d'extension réduite.

Le massif gabbroïque forme la terminaison orientale d'un massif beaucoup plus important s'étendant dans le Kasaï (voir carte 1) et dont J. THOREAU a donné une description succincte [42].

De même, le massif granitique de la Luba s'étend beaucoup plus à l'est du massif reconnu. Le massif de la Luba et celui du Mont Kitengu ne forment qu'un seul batholite en ceinture autour des roches basiques.

Toute la zone tonalitique s'étendant sur plusieurs km², forme la transition entre le gabbro et le granite. Elle a fait l'objet d'un levé plus détaillé (voir carte 3).

Dans le temps, la consolidation de ces différents types pétrographiques est la suivante : gabbro, tonalite, granite. On peut en voir la preuve dans les filonnets de

granite recoupant gabbros et tonalites et les enclaves de gabbros dans le granite. Les anorthosites quartzeuses représentent vraisemblablement la consolidation des dernières solutions tonalitiques. Aplites, greisen et filons de quartz dérivent des dernières solutions granitiques.

Gabbro, tonalite, anorthosite quartzeuse, granite, aplite, greisen, filon de quartz représentent les phases successives de la grande activité magmatique.

Les sills basaltiques et dykes gabbroïques sont postérieurs à cette grande activité magmatique, tout au moins à la consolidation des aplites et tonalites : la preuve en est dans l'allure de certains contacts et dans d'autres faits pétrographiques.

Les gabbros à texture ophitique sont imparfaitement localisés dans le Temps, aucun contact n'ayant été observé. Ils forment vraisemblablement des dykes.

II. — Les gabbros à texture grenue.

1. — Caractères macroscopiques et modes de gisement.

Les gabbros possèdent toujours une texture grenue bien visible à l'œil nu dans laquelle apparaissent des lamelles soit de hornblende, soit de pyroxènes, et des cristallisations feldspathiques, claires, laiteuses.

Le grain de la roche est variable, mais généralement de l'ordre de grandeur du millimètre. Cependant, certains gabbros montrent une cristallisation bien développée où les ferromagnésiens et le plagioclase forment de beaux cristaux de plusieurs centimètres (206) ⁽¹⁾. Ils ont toujours une teinte sombre qui contraste avec l'aspect

(¹) Entre parenthèses (...) le numéro de l'échantillon repris sur la carte hors-texte. Cette numérotation est celle adoptée par le Service des Mines du Comité Spécial du Katanga.

leucocrate des tonalites. L'indice de coloration de ces roches est toujours supérieur à 40 comme on peut s'en rendre compte par les analyses à la platine de SHAND (voir p. 48).

Dans le Nord, depuis Kasendji jusqu'à Mwadi-Kayembe, le gabbro forme un massif important.

Dans la tonalite, il forme encore des massifs isolés comme ceux de la Mumvu et de la Luba.

Les dimensions de ces massifs vont de plusieurs centaines de mètres à quelques mètres. Ils sont moulés par la tonalite dont les bandes claires épousent leur forme.

2. -- Caractères pétrographiques.

Le feldspath prédominant des gabbros est un labrador pouvant aller parfois de la composition d'une andésine à celle d'une bytownite. Parmi les ferromagnésiens, on distingue souvent deux pyroxènes : une augite vert clair parfois un peu ferrière et de l'hypersthène dont la composition varie entre une enstatite et une hypersthène pure.

Plus rares sont les gabbros à pigeonite ou à augite très ferrière. Souvent, le pyroxène montre une épigénie par la hornblende verte ou brune. Certains montrent une association biotite-zoïsite. Parmi les minéraux accessoires, nous citerons l'apatite, la magnétite, l'ilménite la pyrite, le sphène, le zircon.

Dans certains gabbros, l'hypersthène est très abondante, le gabbro passant ainsi à un type noritique accusé. Nous décrirons chaque type de gabbro suivant la prédominance de tel ou tel pyroxène.

1. GABBROS À HYPERSTHÈNE ET AUGITE.

Type choisi Échantillon %	Minéraux blancs	Minéraux colorés	Minéraux accessoires	Remarques
	M. B.	M. C.	M. A.	
9	Labrador An 51	Hypersthène Augite (2 V = 52 à 57°) Hornblende brune	Magnétite Pyrite Apatite	Texture : T : grenue Grain : G : 0,5 mm Type fréquent.

L'hypersthène est aussi fréquente qu'une augite vert clair ; l'hypersthène laisse apparaître un pléochroïsme allant du verdâtre au brun rosé.

Les deux pyroxènes en plages arrondies, moulent les cristaux allotriomorphes de labrador souvent maculé péricline ; les macles de pression n'y sont pas rares.

La hornblende brune envahit l'augite par endroit, suivant les clivages et s'étend en plages découpées dans le cristal de pyroxène. La magnétite en petites plages de 0,1 à 0,2 mm ponctue les pyroxènes et la hornblende ; parfois un peu de pyrite l'accompagne. L'apatite est plus rare en petits prismes étroits dans le feldspath.

Généralement, ces gabbros ont un plagioclase dont la teneur en anorthite est comprise entre An 50 et An 60.

Dans d'autres, l'augite prédomine.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
54	Andésine An 40	Hypersthène Augite	Magnétite Apatite	T : grenue G : 0,5 à 1 mm Type fréquent

Les deux pyroxènes sont souvent tachetés de magnétite. L'apatite se trouve incluse dans l'andésine en fins prismes tandis que la magnétite apparaît en concentrations dans les pyroxènes ou en bordure.

La teneur en anorthite du plagioclase de ces gabbros varie généralement entre An 35 et An 55.

L'augite appartient parfois aux variétés ferrifères : elle devient franchement verte, pléochroïque et son angle 2 V grandit (5-53-67-86-172-208).

2. GABBROS À HYPERSTHÈNE ET PIGEONITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
188	Andésine-Labrador An 40 — An 52	Hypersthène Pigeonite Hornblende verte	Magnétite Pyrite Apatite	T : grenue G : 1 mm Type rare

L'hypersthène est souvent en grains, la pigeonite en lamelles. Cette dernière parfois serpentinisée peut être partiellement épigénisée par une hornblende verte. Plagioclase très frais, souvent maclé albite ; hypersthène souligné ça et là de magnétite.

3. GABBROS À HYPERSTHÈNE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
51	Andésine An 41	Hypersthène Hornblende brune Biotite	Magnétite Apatite	T : grenue G : 1 à 3 mm. Hypersthène en lamelles type peu fréquent

Les cristaux d'andésine, traversés de fines fissures, souvent schillérisés par un minéral brunâtre aciculaire, rarement maclés, forment des plages allotriomorphes parfois isolées complètement par les agrégats de pyroxène.

L'hypersthène apparaît bordée d'un peu de hornblende brune et de magnétite, ou de magnétite en plages découpées. Cette dernière a cristallisé entre les plagioclases.

Un peu de biotite s'est parfois formée en bordure d'une lamelle de pyroxène ou autour d'un grain de magnétite. L'apatite se révèle plus rare, associée au pyroxène en beaux cristaux idiomorphes.

4. GABBROS À AUGITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
84	Andésine An 40	Augite ferrifère Hornblende brune Biotite	Magnétite Apatite Quartz	T : grenue G : 0,2 à 0,6 mm Augite pléochroïque, vert foncé (2 V = 57°) Type peu fréquent

La roche contient assez bien de magnétite en bordure des plages lamellaires d'augite.

L'andésine rarement maclée, avec extinctions onduleuses fréquentes, renferme de nombreux petites prismes d'apatite.

L'épigénie de l'augite par le hornblende brune est des plus typiques. L'augite montre souvent une auréole de hornblende brune plus ou moins large ne laissant plus voir parfois qu'un petit noyau de pyroxène. En un endroit, la hornblende est elle-même bordée par une lamelle de biotite interpénétrée de quartz.

5. GABBROS À AUGITE TRÈS FERRIFÈRE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
44	Andésine An 38	Augite très ferrifère Hornblende brune Sphène	Magnétite Apatite	T : grenue et feuilletée G : 0,5 à 1 mm Augite en lamelles, pléochroïque de vert à brun Type peu fréquent

La texture feuilletée dérive de l'alternance de lits clairs feldspathiques et de lits sombres à augite très ferrifère.

Parfois, en bordure du pyroxène, on voit un peu de hornblende brune très sombre. Des plages de pyroxène tachetées de magnétite englobent des cristaux idiomorphes d'apatite.

Le sphène associé à l'augite est très abondant par endroits, brun, pléochroïque avec ses formes en fuseaux caractéristiques ; les petits cristaux de ce minéral atteignent 0,2 à 0,5 mm.

Les cristaux d'andésine allotriomorphes, souvent maclés péricline et parfois étirés suivant le feuilletage contiennent de-ci de-là un grain de sphène, d'apatite ou de la magnétite.

6. GABBROS À HORNBLLENDE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
46	Andésine An 45	Hornblende verte Chlorite	Pyrite	T : grenue G : 0,5 à 1 mm Hornblende en lamelles Type peu fréquent

Le plagioclase est allotriomorphe, souvent maclé, entouré par des lamelles de hornblende, elles aussi parfois maclées.

Plus rarement on voit des halos pléochroïques dans cette amphibole souvent auréolée d'un peu de chlorite.

La pyrite en cristaux cubiques a cristallisé dans le voisinage de la hornblende.

3. — Conclusions.

L'abondance des gabbros à hypersthène et augite traduit la tendance magnésienne accusée de ces roches, soulignée encore par les gabbros à hypersthène ou à

pigeonite et hypersthène. Ces gabbros généralement comportent un plagioclase de la série du labrador dont le pourcentage en anorthite oscille autour de An 50.

A côté de ces gabbros à caractère magnésien accusé, d'autres plus rares affichent un caractère ferrifère marqué par la présence d'augite ferrifère et titanifère (44-85-151) ou d'augite ferrifère (84-108). Ceux-ci sont caractérisés par un plagioclase de la série de l'andésine. Le sphène est toujours présent dans les gabbros à augite très ferrifère.

Dans ces roches les pyroxènes se trouvent généralement en grandes lamelles bien formées.

La texture est grenue, à grain variable. Rarement une texture feuilletée apparaît (44).

Les plagioclases sont souvent maclés albite ou péricline, la macle de l'albite étant large.

Dans les gabbros à hornblende, il est malaisé de définir le caractère originel de ce minéral. Nous avons vu en effet que les pyroxènes accusent souvent une épigénie par la hornblende. Il est possible que la majorité des amphiboles sinon la totalité, soient le résultat de la transformation des pyroxènes. Nous reviendrons sur cette question dans un chapitre ultérieur.

III. — Les gabbros quartzeux.

1. — Gisement.

On ne peut distinguer sur le terrain, dans le massif gabbroïque, le gabbro quartzeux ; le quartz, élément accessoire n'atteint que des teneurs toujours inférieures à 10 %. Cette roche apparaît cependant comme un type de roche de transition entre les gabbros et les tonalites et se trouve localisée en bordure des massifs gabbroïques isolés dans les tonalites. Le petit massif de gabbro qui

se trouve près du signal de Mwadi-Kayembe est typique à cet égard : la zone de roches hybrides qui forme la bordure du massif basique est constituée de gabbros quartzeux.

De même le petit massif de gabbro coupé par la Luba est lui-même constitué de gabbros quartzeux (195-198-197).

Le gabbro quartzeux (213) est en bordure également d'un massif gabbroïque.

Nous pourrions multiplier les exemples.

Nous les classons, suivant la nature de leurs ferromagnésiens en gabbros à hypersthène et augite, à pigeonite, à augite ferrière, à hornblende, à augite.

2. — Les caractères pétrographiques.

1. GABBROS QUARTZEUX À HYPERSTHÈNE ET AUGITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
213	Andésine An 35 Quartz	Hypersthène Augite ferrière Hornblende verte Biotite	Apatite Magnétite	T : grenue G : 1 à 1,5 mm Augite pléochroïque tons verts (2 V = 57°) Type fréquent

La formation de hornblende à partir d'augite est caractéristique. Le quartz est englobé dans l'amphibole de néoformation, ou forme une frange autour de cette dernière.

2. GABBROS QUARTZEUX À PIGEONITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
220	Oligoclase An 25 Quartz	Pigeonite Hornblende verte Epidote Biotite	Magnétite Apatite	T : grenu G : 1 à 2 mm Pigeonite (2 V = 36°) Seul type existant.

La hornblende forme de très petites lamelles disséminées dans la pigeonite. La biotite est plus rare et elle montre parfois le long de ses clivages une cristallisation d'épidote formant des fuseaux à haute biréfringence.

3. GABBROS QUARTZEUX À AUGITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
195	Andésine An 39 Quartz	Augite Hornblende brune Biotite Epidote	Apatite Magnétite	T : grenue G : 0,5 à 1 mm Augite légèrement verdâtre très fraîche, en lamelles. Type fréquent

Rarement, un peu de hornblende brune envahit la bordure des lamelles d'augite suivant les clivages. La biotite, en petites lames déchiquetées est toujours associée aux grains de magnétite qu'elle borde.

Souvent de petits grains de quartz s'isolent dans le mica de même que quelques rares grains d'épidote.

4. GABBROS QUARTZEUX À AUGITE TRÈS FERRIFÈRE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
144	Andésine An 35 Quartz	Augite très ferrifère Sphène	Ilménite Magnétite Apatite	T : grenue G : 0,15 à 0,5 mm Plagioclase frais Type rare

Les macles de pression ne sont pas rares dans l'andésine et des extinctions onduleuses apparaissent dans certains cristaux et dans le quartz. Ilménite et magnétite sont abondantes. Le sphène assez fréquent se présente soit en bordure du pyroxène, soit en bordure de l'ilménite dans les rares plages feldspathiques saussuritiées.

5. GABBROS QUARTZEUX À HORNBLENDE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
78	Andésine An 24 à An 32 Quartz	Hornblende verte Pennine négative Epidote	Apatite Magnétite	T : grenue G : 1 mm roche altérée plagioclase saussu- ritisé hornblende chlori- tisée Type fréquent.

La hornblende chloritisée est souvent bordée de magnétite s'étendant en plages découpées entre les cristaux allotriomorphes de feldspath. L'apatite en fins prismes en inclusion dans l'andésine se présente encore en gros grains de 0,2 à 0,3 mm prismatiques dans le feldspath, la chlorite et la hornblende. De l'épidote jaune verdâtre trace parfois des linéoles dans la chlorite et la hornblende.

3. — Conclusions.

Le feldspath des gabbros quartzeux, sensiblement plus acide que celui des gabbros, possède une composition correspondant généralement à celle d'une andésine. Le caractère *magnésien* reste accusé par la présence d'hypersthène ou de pigeonite.

D'autres se caractérisent par un excès de FeO traduit par la présence d'augite ferrifère (140-213-230).

Le sphène, identifié dans le gabbro (140) se trouve associé à l'augite ferrifère, fait déjà souligné dans les gabbros.

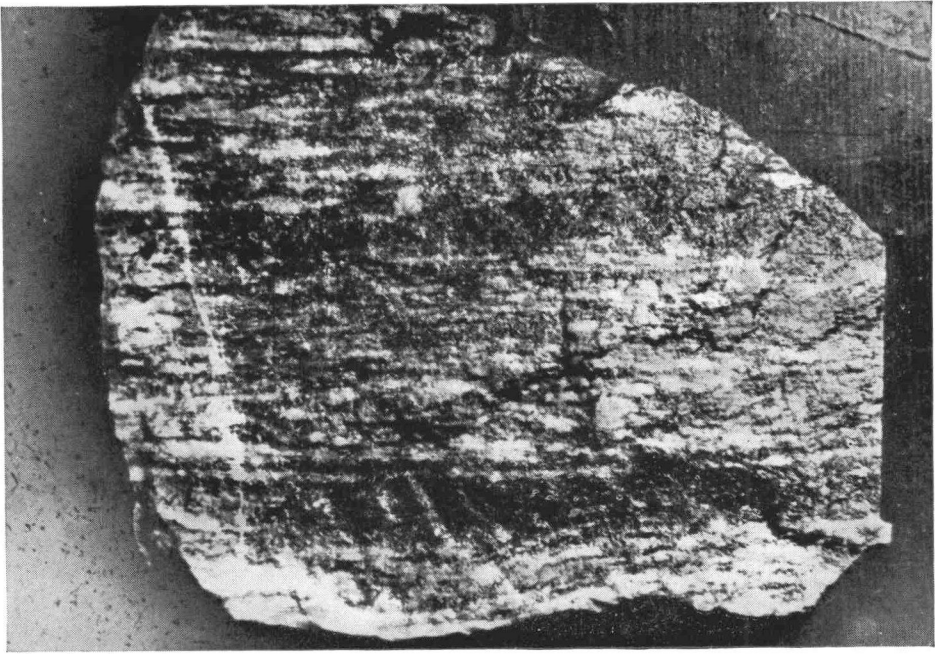


FIG. 2. — Éch. 143. — Grandeur naturelle. Tonalite finement rubanée d'aspect gneissique.

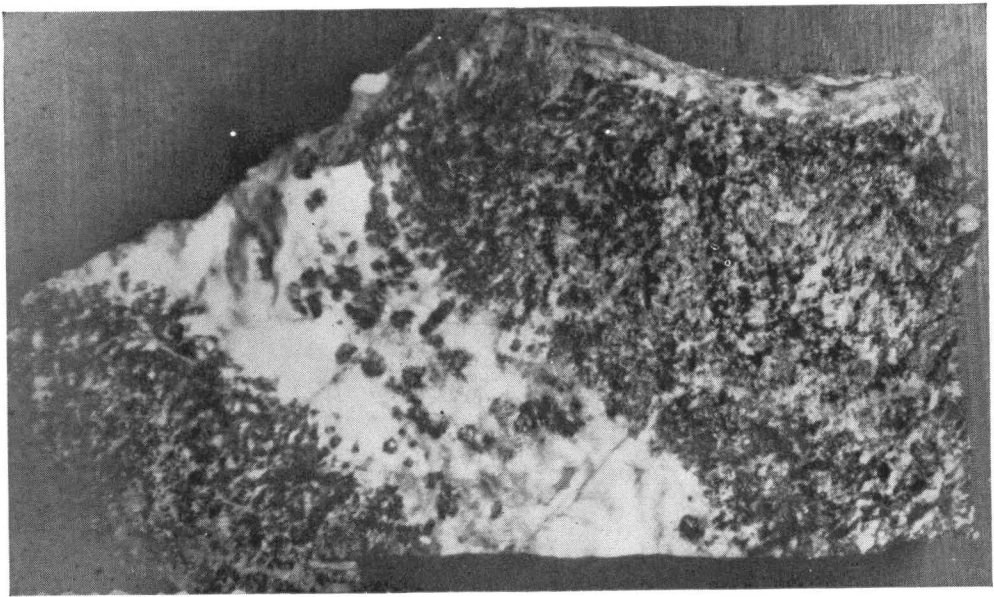


FIG. 3. — Éch. 153. — Grandeur naturelle. Tonalite rubanée à bande plus large d'anorthosite quartzreuse.

IV. — Les tonalites.

1. — Mode de gisement.

Les tonalites se distinguent du gabbro par un aspect leucocrate et la présence de quartz visible à l'œil nu. Sur le terrain, les roches dessinent une alternance de bandes plus claires riches en quartz et feldspath et de bandes plus sombres, riches en ferromagnésiens. Les coupes levées près de la station d'élevage de Kasese (Fig. 6) et à Kamgombwe laissent entrevoir cette allure. Cet aspect zoné est caractéristique.

La constance de direction de ces bandes est telle que l'on peut localement les suivre sur des centaines de mètres. Par exemple, près de Kasendji : D = N. 123° E. sur plus de 1.600 mètres. Entre le village de Kamalenge et celui de Tshibondo D = N. 160° E. sur plus de 2.500 mètres. Près du signal de Mwadi-Kayembe, sur plusieurs centaines de mètres, D = N. 112° E.

Les bandes épousent la forme des massifs gabbroïques que les tonalites circonscrivent. Ce fait est particulièrement net autour du petit massif de la Mumvu (176-189) où, de l'Est à l'Ouest la direction des tonalites est successivement N. 40° E., N. 60° E., N. 148° E., correspondant à l'allure du massif de gabbros. A l'Ouest, en bordure du grand massif gabbroïque, les directions sont respectivement du Sud au Nord : N. 132° E., N. 30° E., N. 45° E., moulant l'extrémité du massif. En certains endroits comme aux points (205), (194), (193), (198), les veines quartzofeldspathiques sont extrêmement plissotées.

Nous avons reproduit à la figure 4 un échantillon montrant un pli aigu d'une veine feldspathique. Cet échantillon provient du point (163).

L'aspect du pays est tout à fait frappant, et, pour un observateur non averti, l'idée de stratification vient

immédiatement à l'esprit. Ces allures et ce mode de gisement ont d'ailleurs attiré l'attention des géologues étudiant des batholites de roches basiques semblables à celui qui nous occupe. Plus spécialement, A. L. HALL, dans l'étude du batholite de norites du Bushveld Complex d'Afrique du Sud, a donné une description de ce qu'il nomme une pseudostratification au zonage caractéristique de ces roches [14, p. 264]. Lorsqu'on s'approche d'un massif gabbroïque, ces alternances de roches quartzofeldspathiques s'espacent, et graduellement on passe au gabbro.

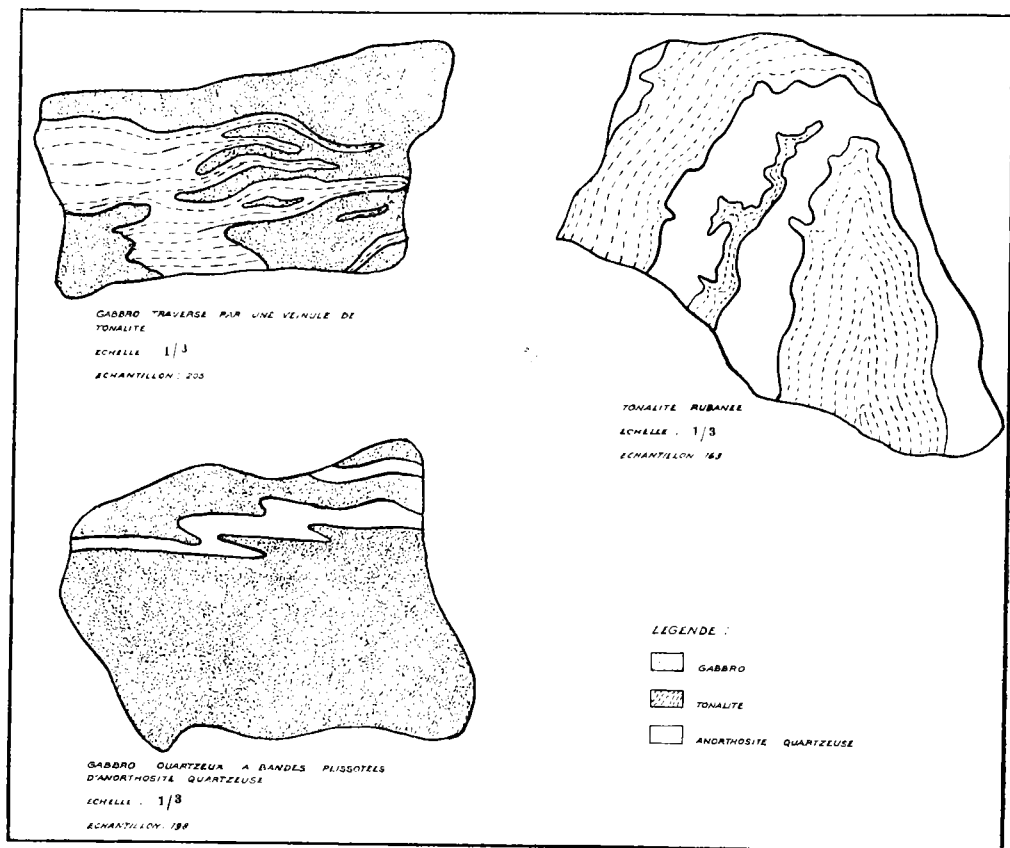


FIG. 1.

Ce fait est bien visible sur la bordure méridionale du massif de la Mumvu du point (187) au point (191).

Les bandes peuvent avoir des largeurs différentes depuis plusieurs dizaines de centimètres jusqu'à quelques millimètres où la roche prend alors typiquement un aspect gneissique souligné par les fins litages de ferromagnésiens (voir fig. 2).

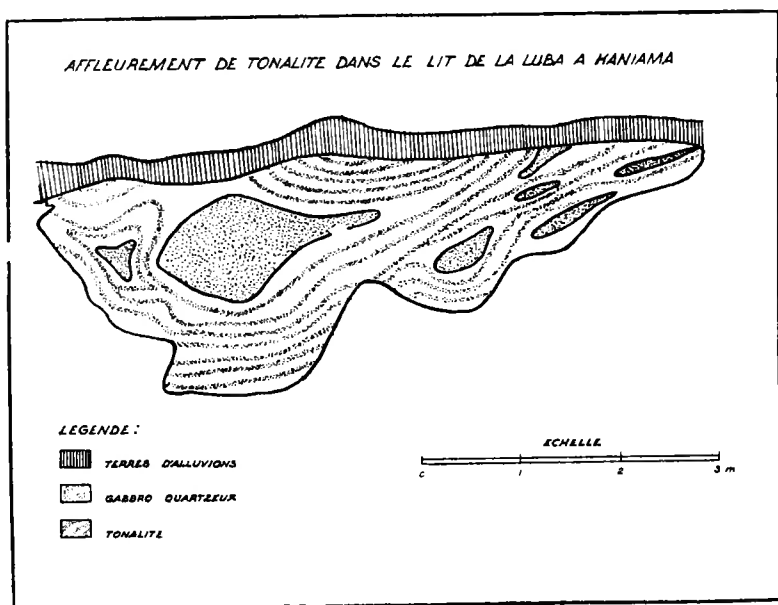


FIG. 5.

D'autres fois, leur largeur atteint plusieurs mètres et les roches leucocrates prennent alors une individualité mieux marquée. Nous les étudierons plus spécialement sous le nom d'anorthosites quartzeuses. La coupe (fig. 6) fait apparaître le passage à l'anorthosite quartzeuse. Dans les bandes leucocrates, on remarque encore parfois des lamelles de hornblende ou de pyroxène localement groupées (voir fig. 3) ou des amygdales gabbroïques à fine cristallisation.

C'est à cet ensemble de roches que nous appliquons le

terme « Tonalites » bien que lorsque les bandes deviennent plus espacées, la roche prend réellement le type de la roche hybride, alternance de faciès gabbroïques et tonalitiques.

2. — Caractères pétrographiques.

Comme pour les gabbros, nous distinguons plusieurs types de tonalites : tonalites à hypersthène, à hypersthène et pigeonite, à augite, à augite ferrifère et titanifère, à hornblende, à biotite, à chlorite.

1. TONALITES À HYPERSTHÈNE.

N ^o	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
186	Quartz Andésine An 40	Hypersthène Grossulaire Biotite	Apatite Magnétite Pyrite	T : grenue G : 0,5 à 1 mm Hypersthène en grains Type fréquent

L'andésine, finement maclée albite se présente en plages découpées, entourées et moulées par les plages quartzeuses.

Le pyroxène, à pléochroïsme faible, apparaît souvent en plages arrondies ou en grains. La biotite, cristallisée en bordure de l'hypersthène ou de la magnétite envahit localement l'hypersthène.

Le grenat qui réalise ses formes propres, cristallisé entre ou dans les plages feldspathiques, renferme çà et là des inclusions de plagioclases. La magnétite en petites plages découpées, souligne souvent la bordure des grains de pyroxène. L'apatite a cristallisé idiomorphiquement dans le voisinage des ferromagnésiens.

2. TONALITES À HYPERSTHÈNE ET AUGITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
209	Quartz Andésine An 38 An 45	Hypersthène Augite Hornblende verte Biotite	Magnétite Apatite	T : grenue G : (feldspath : 0,5 mm (quartz : 2 mm) Pyroxène en grain Type fréquent

L'andésine finement maclée albite est moulée par le quartz. La magnétite en petites plages tache fréquemment les pyroxènes ou cristallise sur les bords des cristaux.

C'est autour de l'augite qu'un peu de hornblende verte apparaît. Quant à la biotite, parfois associée à de très fines cristallisations de quartz qui en accentuent les clivages, elle se développe en petites lamelles au contact des grains d'hypersthène.

3. TONALITES À PIGEONITE ET HYPERSTHÈNE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
36	Quartz Andésine An 40	Hypersthène Augite-Pigeonite Hornblende	Magnétite Apatite	T : cataclastique G : hétérogène pyroxènes en grains (pigeonite 2 V = 48 à 50° Type peu fréquent

La roche laisse apparaître une texture cataclastique marquée par l'émiettement des grands cristaux de quartz moulant les petites plages d'andésine, par les extinctions onduleuses dans ces minéraux, par la torsion des macles lamellaires du feldspath. La roche est en outre fissurée et un peu d'épidote a cristallisé dans les linéoles.

La pigeonite, souvent bordée de magnétite est locale-

ment transformée en chlorite, antigorite ou en serpentine envahissant le pyroxène suivant les clivages. L'apatite en fins prismes allongés se présente en inclusion dans le feldspath.

4. TONALITES À AUGITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
87	Quartz Andésine An 31	Augite Biotite Chlorite Serpentine	Apatite Magnétite	G : 0,5 à 2 mm T : grenue Roche altérée Chlorite et serpentine d'altération de l'augite Type très fréquent

L'andésine parfois maclée albite constitue des plages allotriomorphes souvent saussuritisées. Les plages de quartz allongées et découpées moulent les cristaux de feldspath. Le pyroxène verdâtre clair, serpentinisé est entouré de magnétite.

5. TONALITES À AUGITE FERRIFÈRE ET TITANIFÈRE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
13	Quartz Andésine An 38	Augite ferrifère et titanifère Augite titanifère Hornblende brune Sphène Epidote	Apatite Magnétite Ilménite	T : cataclastique G : hétérogène Type peu fréquent

La texture cataclastique se distingue par le ploiement des macles du plagioclase, l'existence des macles floues de pression et les extinctions onduleuses. Localement, les plages d'andésine saussuritisées renferment des inclusions antiperthitiques alignées suivant les clivages et des exsudations en forme de bourgeons de myrmékite. L'an-

désine est souvent schillérisée par un minéral brun aciculaire.

L'augite ferrière et titanifère, très foncée au pléochroïsme dans les tons vert à brun est associée par endroits à un peu d'augite titanifère avec son pléochroïsme caractéristique dans les teintes violettes. La transformation de l'augite est des plus typiques.

Autour de ce pyroxène, il existe toujours une auréole à texture kélyphitique à épidote et quartz. Le sphène très abondant forme des grains au contact de l'augite, dans les auréoles kélyphitiques. On l'identifie encore dans les plages feldspathiques saussuritisées où il dessine parfois de fins ourlets autour de l'ilménite ou au contact des grains d'apatite. Dans les plages d'andésine non altérées, il apparaît en grains, soit en marge de deux cristaux, soit au droit de fines fissures.

Le quartz, cristallisé en plages découpées moule les cristaux d'andésine parfois soulignés par des zones pâles jaunâtres de corrosion.

La hornblende vert foncé, souvent associée à des grains d'apatite, forme des plages découpées, tachetées de magnétite.

6. TONALITES À BIOTITE (sans pyroxènes ni amphiboles).

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
100	Quartz Oligoclase An 28 An 30	Biotite Epidote	Magnétite Apatite	T : grenue-cataclastique G : 5 mm Biotite rare Type peu fréquent

Les cristaux d'oligoclase quasi idiomorphes apparaissent moulés par des plages de quartz à extinction onduleuse localement fracturées. Une schillérisation par un minéral brun aciculaire n'y est pas rare. La magnétite,

cristallisée en plages découpées, englobe parfois un grain d'apatite de 0,1 à 0,2 mm. L'apatite forme encore des inclusions dans le quartz et le feldspath. En un endroit, coincée entre une plage de quartz et une plage de feldspath, une lamelle de biotite interpénétrée d'épidote.

7. TONALITES À HORNBLLENDE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
24	Quartz Andésine An 36 An 40	Hornblende verte Grossulaire	Apatite	G : fin T : feuilletée-cataclastique Type peu fréquent

Feuilletage très fin, quartz en plages amygdalaires avec zones broyées à grain fin, extinctions onduleuses.

La hornblende en lamelles coincées entre les lits quartzofeldspathiques se prolonge par des linéoles phylliteuses ou parfois apparaît du grenat en plages découpées recelant des inclusions d'amphibole.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
68	Quartz Andésine An 32 An 35	Hornblende verte	Magnétite Apatite	T : cataclastique G : 1 mm Type très fréquent

La texture cataclastique est marquée par le morcellement des plages quartzieuses et les macles de pression se développant dans l'andésine.

8. TONALITES À CHLORITE.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
81	Quartz Andésine An 32	Pennine négative Calcite	Magnétite	T : cataclastique G : hétérogène calcite : minéral d'altération Type peu fréquent

La texture cataclastique tend vers une texture en mortier où l'on voit dans des plages quartzeuses broyées à grain fin, des cristaux de feldspath inaltérés.

Andésine saussuritisée, magnétite en plages découpées, allongées en linéoles entre les cristaux de quartz et de feldspath, lamelles de pennine effilochées. La roche est fissurée : dans les fissures de la calcite cristallisée.

3. — Conclusions.

Les tonalites accusent un caractère *acide* marqué à la fois par la présence de quartz et celle d'un plagioclase plus acide que celui des gabbros et dont la composition varie entre une andésine An 40 et un oligoclase An 22.

Les plus acides d'entre elles comportent un oligoclase dont la teneur en anorthite est comprise entre An 22 et An 30, et un minéral coloré biotite ou chlorite.

Les tonalites à augite ferrifère et titanifère((11-13-143-91) ou à augite ferrifère (191) sont parmi les plus basiques. Le sphène y est souvent associé à l'augite. Une moindre abondance des ferromagnésiens confère aux tonalites un aspect leucocrate.

Le quartz généralement en grandes plages accuse parfois, au contact du plagioclase, des phénomènes de corrosion, témoins de la cristallisation ultime de la silice.

L'hypersthène et l'augite, apparaissent en grains ou en plages arrondies, la texture en lamelles fait défaut.

Les textures cataclastiques et feuilletées fréquentes se traduisent par le morcellement du quartz, les macles de pression dans le plagioclase, la torsion des plans de macles, un étirement et une orientation des minéraux, un litage évident.

La plagioclase montre parfois une schillérisation par un minéral brun aciculaire.

Enfin, dans certains spécimens, des inclusions anti-

perthitiques s'alignent suivant les clivages du plagioclase.

Pour les tonalites à hornblende, la même remarque que pour les gabbros s'impose : une partie tout au moins de ces hornblendes est de néoformation.

La chlorite ne semble pas non plus originelle. Sa nature même (pennine négative) fait plutôt penser à une transformation de biotite ou de hornblende.

Les associations minérales particulières signalées au passage : sphène, grenat, auréole kélyphitique de l'augite, épigénie des pyroxènes par la hornblende, seront étudiées dans un chapitre spécial.

V. — Les anorthosites quartzeuses.

1. — Mode de gisement.

Les bandes leucocrates qui soulignent le rubanage des tonalites prennent parfois une largeur de plusieurs décimètres, voire même plusieurs mètres. Ces roches leucocrates acquièrent alors une individualité mieux marquée : nous les appelons anorthosites quartzeuses. Le passage de la tonalite à l'anorthosite quartzeuse est notamment visible dans le lit d'une rivière passant près de la station d'élevage de Kasese (fig. 6). Le rubanage des tonalites orienté ici N. 156°, est subvertical. Les bandes leucocrates alternant avec des bandes plus sombres atteignent quelques centimètres passant à l'extrémité de la coupe à une véritable anorthosite quartzeuse dépourvue de ferromagnésiens et dont l'épaisseur visible dépasse 2 mètres. Au point 167, un puits a traversé 10 mètres de tonalites rubanées, puis est entré sur une épaisseur de 3 mètres dans une anorthosite quartzeuse dont le contact avec la tonalite est parallèle au rubanage.

2. — Caractères pétrographiques.

La plupart de ces roches, de texture invariablement cataclastique sont uniquement composées de quartz et d'un plagioclase acide.

N ^o	M. B.	Remarques
168	Quartz Oligoclase An 21	T : cataclastique Extinction onduleuse dans le feldspath et le quartz

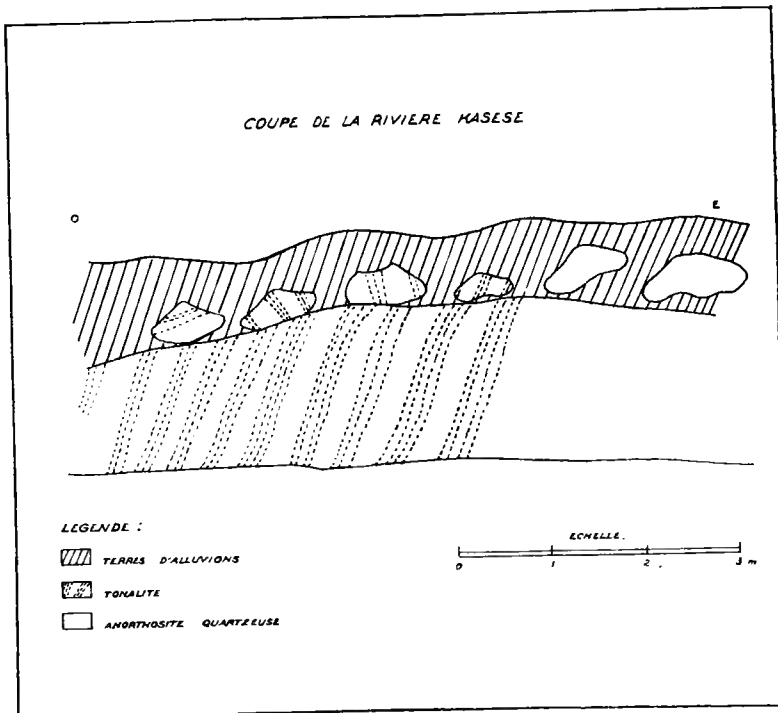


FIG. 6.

Le quartz en grandes plages recèle des inclusions feldspathiques altérées.

Dans les échantillons (152) et (214), la texture cataclastique se traduit par la texture en mortier du quartz,

la fréquence des macles polysynthétiques tordues et des macles de pression en dents de scie du plagioclase.

C'est dans les filonnets d'anorthosite, au contact immédiat de la tonalite que les textures cataclastiques deviennent les plus nettes. L'une des plus belles textures est décrite à la page 99. Les anorthosites quartzeuses décrites par POLINARD montrent elles aussi les mêmes textures [32] [33].

VI. — Les roches rouges.

1. — Mode de gisement.

Certaines roches, de teinte rougeâtre et très siliceuse, se présentent en gisements lenticulaires environnés de tonalites. L'une de ces lentilles est exploitée près de Kaniama en tant que ballastière.

Nous avons identifié deux lentilles semblables aux points (165) et (58).

2. — Caractères pétrographiques.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
58	Quartz Orthose albitisée Oligoclase An 22 Myrmékite Micropertthite	Biotite	Apatite Magnétite	T : cataclastique Biotite, Apatite, Magnétite sont très rares

Le quartz apparaît être de dernière consolidation en plages assemblées en puzzle, à extinction roulante, parfois fracturées et émiettées.

L'orthose, souvent à chevelu albitique et inclusions quartzeuses arrondies est perthitique par endroits. Le plagioclase, très peu abondant, montre souvent des inclusions antiperthitiques et, au contact de l'orthose, quelques bourgeons de myrmékite.

L'échantillon 165, laisse apparaître une texture cataclastique marquée par les textures en mortier, de l'oligoclase toujours à inclusions antiperthitiques, du quartz broyé, émietté.

3. — Conclusions.

Les roches rouges forment un type pétrographique entre les anorthosites quartzeuses et le granite. Elles sont semblables aux roches rouges décrites par J. THOREAU [42].

VII. — Le granite.

1. — Mode de gisement.

Le granite se présente sous deux modes de gisement :

1) Vastes batholites comme les massifs de la Luba ou du Mont Kitengu ;

2) Petits pointements isolés dans la tonalite à biotite.

Partout, l'aspect macroscopique du granite est le même : granite clair presque dépourvu de biotite, à grands cristaux de microcline rougeâtre et à quartz gris foncé.

La couleur rougeâtre le caractérise. Le massif de la Luba que nous avons suivi sur sa bordure occidentale est assez nettement délimité. Au Nord, il se trouve en contact du gabbro, mais partout ailleurs, les tonalites micacées en constituent la bordure.

2. — Les faciès marginaux du massif de la Luba.

Près de Kasendji, là où le massif de la Luba vient en contact du gabbro, des enclaves gabbroïques, de plusieurs dizaines de mètres à quelques centimètres, se retrouvent dans le granite.

Le gabbro est composé de grands cristaux d'andésine

An 35 et d'oligoclase d'apport An 13 à An 15. Élément coloré : une hornblende sodique. Grands cristaux d'andésine et d'oligoclase finement maclés (macle albite prédominante, macle de Carlsbad plus rare) ; aucun effet de pression.

Au contact immédiat du gabbro, le granite acquiert une texture porphyrique des plus nettes.

Cette texture porphyrique est réalisée soit par des macrocristaux de microcline de 4 à 5 mm avec de belles macles en fuseaux, noyés dans une masse à grain fin où l'on distingue du quartz, un oligoclase et du microcline à minces inclusions quartzeuses étirées (182), soit par de grandes plages arrondies de quartz de 5 mm et plus, séparées par des zones à grain fin où l'on voit des lamelles de biotite, du quartz, du microcline et un oligoclase maclé albite (183).

Ailleurs (180), la texture porphyrique s'estompe, les macrocristaux n'atteignent plus que 2 mm, le fond conservant un grain fin. Les inclusions quartzeuses arrondies dans le microcline sont de règle ; l'oligoclase fait défaut.

La texture porphyrique se révèle encore dans l'échantillon 175. Celui-ci contient de la fluorine en plages découpées.

L'échantillon (18) montre une texture porphyrique compliquée d'une texture cataclastique (cristaux de quartz fissurés, macles de l'albite tordues, minéraux broyés à grain fin). Les cristaux d'albite pénétrés de quartz sont corrodés au contact. Parmi les minéraux accessoires on reconnaît de l'épidote, de la zoïsité, de la biotite, de la fluorine et de l'oligiste.

D'une manière générale, les faciès granitiques de bordure sont caractérisés par une texture porphyrique à grands cristaux de microcline ou de quartz.

Cette texture des zones granitiques de bordure se retrouve dans beaucoup de massifs granitiques [35] [36].

3. — Les roches au contact du granite.

Dans l'auréole de contact du granite, les gabbros et tonalites en bordure sont parfois injectés par le granite. Cette granitisation apparaît notamment près de Kasendji.

Le gabbro (172) situé à 1.500 m du massif granitique est lardé de filonnets granitiques à lamelles de biotite ; au contact des veinules de granite, le gabbro présente une texture cataclastique marquée par la torsion des plans de macles dans l'andésine et l'existence de macles de pression. De la biotite a cristallisé en bordure de la hornblende.

La tonalite (169) prend une texture finement gneissique compliquée de texture cataclastique, avec la composition ci-après :

M. B.	M. C.	Remarques
Quartz	Hypersthène	Rares minéraux colorés en alignement Extinction onduleuse-macles tordues.
Andésine An 33	Biotite	
Orthose	Hornblende sodique	

Orthose encore peu fréquente mais au contact de l'andésine, bordée de petits bourgeons de myrmékite à fine cristallisation.

Plus près du contact, la roche devient un véritable granite gneissifié où le plagioclase conserve encore un caractère assez calcique (An 22 à An 30).

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
173	Quartz Oligoclase An 22 Microcline Orthose	Biotite	Magnétite	Quartz morcelé Microcline peu fréquent Orthose perthitique Biotite rare

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
174	Quartz Oligoclase An 20-30 Albite Orthose	Biotite	Apatite	Biotite et apatite rares Lits alternant de feldspath et de quartz. Myrmékite au contact oligoclase-ortho- se ; albite en grandes plages non maclées

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
53	Quartz Oligoclase An 25 Albite Microcline Micropertthites	Biotite	Apatite	Macles de l'oligoclase ployées Plages de quartz étirées

Au contact de cette injection granitique, des textures cataclastiques sont évidentes (170-171) : macles de pression, torsion des macles polysynthétiques, émiettement et étirement des plages quartzieuses, extinctions onduleuses.

4. — Les faciès internes du massif de la Luba.

A l'intérieur du massif, le granite est équi-granulaire à grands cristaux (48-14-15).

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
48	Quartz Microcline Oligoclase An 14 Myrmékite	Biotite	Apatite	Biotite rare en lamelles de 1 mm

L'oligoclase, fréquemment très séricitisé en grands cristaux de plusieurs millimètres, souvent idiomorphes, peut apparaître à l'œil nu. De grandes plages de microcline et de quartz, pouvant se développer sur 1 cm moulent le plagioclase.

Dans l'échantillon (14), le quartz contient souvent des inclusions gazeuses ou liquides groupées par plages au centre du cristal. Les cristaux idiomorphes d'oligoclase An 25 portent çà et là un bourgeon de myrmékite en bordure des grandes cristallisations de microcline.

5. — Le granite des petits massifs isolés dans la tonalite.

Certains de ces massifs sont composés de granite à grain fin (217-228).

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
217	Quartz Oligoclase An 21-An 28 Microcline Myrmékite	Biotite Epidote	—	G : 0,5 à 1 mm Oligoclase presque idiomorphe Myrmékite au contact Microcline-Oligoclase

Les très fines lamelles de biotite, effilochées, souvent déchiquetées sont associées à quelques grains d'épidote.

Inclusions arrondies de quartz dans le microcline.

D'autres montrent une texture porphyrique à grands cristaux de microcline.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
187	Quartz Microcline Albite Myrmékite	Biotite	Oligiste	Biotite rare

Ailleurs encore (214), une texture cataclastique apparaît où les plages de quartz sont broyées localement, d'autres restant intactes amorçant une texture en mortier.

Microcline et albite fortement séricitisés donnent cette teinte rouge caractéristique.

La même texture cataclastique apparaît dans l'échantillon 95.

Certains (58) accusent une nette abondance d'orthose perthitique à chevelu albitique.

6. — Le granite du Mont Kitengu.

Le granite du Mont Kitengu (113-117-117*bis*) et de son prolongement oriental (155) présente la même texture macrogrenue que le granite de la Luba.

Le microcline, très abondant peut former le centre des cristallisations et se poursuivre en bordure par de l'orthose (117*bis*).

Dans le quartz, on note des inclusions liquides ou gazeuses. La biotite, le plus commun des minéraux colorés, est cependant peu abondante.

La fluorine y apparaît également (117) toujours en plages découpées, incolore ou légèrement violette en bordure. Le plagioclase est un albite An 10 (113-117) ou un oligoclase acide An 14 (117*bis*-155). Plus rarement un peu de sphène ou d'épidote et plus rarement encore de muscovite.

L'orthose et le microcline souvent albitisés, présentent des inclusions perthitiques.

7. — Conclusions.

Le granite de l'Entre Lubilash-Lubishi, est un granite clair à grands cristaux de microcline, d'orthose et de quartz, apparenté plutôt à la famille des alaskites.

Par ordre d'importance, nous citons comme éléments colorés : biotite, fluorine, muscovite, épidote, sphène, allanite, tous rares.

L'oligoclase, constituant de ce granite, souvent très séricitisé est presque toujours idiomorphe et parfois complètement isolé dans le microcline.

Parmi les feldspaths potassiques, l'orthose est souvent albitisée ou à inclusions perthitiques.

En bordure des grands massifs ou dans les petits massifs isolés, le granite prend une texture porphyrique, ou à grain fin et parfois cataclastique.

Le granite s'est consolidé après la tonalite et le gabbro comme en témoignent les enclaves gabbroïques et les filonnets granitiques qui lardent parfois les roches à son contact.

Dans ces dernières, on peut remarquer tous les termes de passage entre la tonalite et le granite proprement dit, une teneur croissante en feldspath potassique et la disparition graduelle des ferromagnésiens. Ces roches hybrides peuvent être interprétées soit comme des cristallisations successives dans l'évolution du magma, soit comme une injection granitique dans les roches en contact.

Nous inclinons vers cette seconde hypothèse, les roches hybrides et les tonalites et gabbros en bordure montrant des textures cataclastiques évidentes.

Il est à remarquer que dans les gabbros, le granite s'est injecté en filonnets bien délimités tandis que dans la tonalite, ces filonnets ne sont pas individualisés, l'injection étant disséminée dans la roche. Ces faits pourraient s'expliquer en admettant que l'injection a suivi immédiatement la cristallisation des tonalites, les gabbros étant déjà rigidifiés. Ils rentreraient ainsi dans le cadre général de la différenciation magmatique continue. Les solutions magmatiques qui ont cristallisé pour donner le granite étaient surtout alumino-potassiques et siliceuses, comme en témoigne l'abondance de microcline, d'orthose et de quartz. La soude et la chaux contenues dans les solutions ont cristallisé d'abord pour former les cristaux idiomorphes d'oligoclase.

Les feldspaths potassiques et le quartz ont cristallisé après. La chaux résiduelle a dû cristalliser dans l'épidote, l'allanite, la fluorine ou le sphène à la faveur de minérali-

sateurs (H_2O , F, TiO_2), la magnésie, en faible proportion a cristallisé dans la biotite qui est magnésienne ($2 V = 10^\circ$ environ).

VIII. — Aplites et Greisen.

1. — Les aplites.

Nous mentionnons ces roches, dans le seul but d'être complet. Nous n'en connaissons qu'un seul gisement sous forme de filon avec lequel la coulée basaltique de Kangombwe a formé une brèche magmatique.

Cette roche est équigranulaire, à grain fin et uniquement composée de quartz et d'orthose.

2. — Les greisen.

C'est du Mont Kitengu que proviennent les échantillons de greisen 115 et 116. Nous n'avons pas vu le gisement.

Les greisen sont entièrement composés de quartz et de muscovite en lamelles très abondantes et atteignant plusieurs centimètres. La muscovite est phengitique ($2 V = 38^\circ$).

IX. — Analyses de roches à la platine de Shand.

On peut se rendre compte de l'abondance des différents minéraux dans les diverses roches magmatiques par les analyses à la platine de Shand ci-dessous [41].

Gabbro	41 : labrador	An 50	43,4 %	
	hornblende		56,3 %	
	pyrite		0,3 %	indice de coloration 56,6

Gabbro 54 :	andésine An 40	58,9 %	
	augite	31,8 %	
	magnétite	7,0 %	
	apatite	2,3 %	indice de coloration 41,1
Gabbro 52 :	andésine An 38	47,1 %	
	hornblende	52,9 %	indice de coloration 52,9
Gabbro 39 :	andésine An 38	43,5 %	
	hornblende	34,6 %	
	magnétite	18,6 %	
	apatite	4,3 %	indice de coloration 56,5
Tonalite 146 :	quartz	50,0 %	
	oligoclase An 27	47,8 %	
	hypersthène	4,1 %	
	apatite	1,0 %	indice de coloration 5,1
Granite 15 :	quartz	62,8 %	
	microcline	21,7 %	
	oligoclase An 15	10,5 %	
	biotite	5,0 %	indice de coloration 5.

Ces quelques analyses montrent déjà l'importance des ferromagnésiens dans les gabbros et leur sensible diminution dans les tonalites.

Dans les granites, la prépondérance du feldspath potassique sur le plagioclase est caractéristique et souligne l'augmentation sensible de la teneur en potasse des solutions magmatiques de la phase granitique.

X. — Les roches magmatiques de type extrusif.

1. — Mode de gisement.

Près du signal de Kangombwe, nous avons observé une roche gabbroïque traversant la tonalite (220). Le gabbro recoupe la tonalite suivant un petit dyke d'où naissent plusieurs digitations rameuses.

Un peu plus loin, une roche extrusive forme un sill avec toit aplitique (225-226).

Dans la tonalite, près du petit massif gabbroïque de

la Mumvu, on reconnaît des amygdales basaltiques, mais l'insuffisance d'affleurement ne permet de se prononcer sur leur mode de gisement.

2. — Caractères pétrographiques.

1. LE SILL DE KANGOMBWE.

Une roche très dense, vert sombre, constitue ce sill (222-223).

Au microscope, sur un fond vitreux se dégagent de grands cristaux d'hypersthène et d'augite souvent très serpentinisés, affectés d'une altération typique.

a) Il se forme une serpentine vert pâle, faiblement pléochroïque. Sur le pourtour du cristal, l'hypersthène s'aurole d'ouralite. La serpentine épigénise le cristal suivant des aiguilles formant un réseau croisé dont l'angle est de 84° ;

b) Dans un stade plus avancé de la transformation, la serpentine devient isotrope ;

c) La hornblende envahit le pyroxène et la serpentine se tache de flacules de fer ;

d) Formation de bastite cristallisée suivant des aiguilles implantées perpendiculairement aux bords du cristal. Toutes les fibres sont à peu près parallèles, mais de l'une à l'autre, il y a un léger décalage angulaire, ce qui entraîne entre nicols croisés une extinction roulante caractéristique. Le fond de la roche est tacheté de flacules d'oxyde de fer.

Au contact immédiat de l'aplite, la roche devient une véritable brèche magmatique où l'on remarque des fragments de quartz, d'aplite, de microcline, de basalte, souvent arrondis, noyés dans une masse cryptocristalline où l'on remarque un peu d'augite mieux individualisée.

2. LE DYKE DE KANGOMBWE.

M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
Andésine An 40	Augite Hornblende brune	Apatite	T : microgrenue G : 0,1 mm Augite claire (2 V = 51°)

Feldspath rarement maclé albite. Apatite en inclusion dans l'andésine. Hornblende abondante. Au contact de la tonalite, le plagioclase est complètement saussuritisé.

3. LE BASALTE EN AMYGDALES DANS LA TONALITE DE LA MUMVU.

L'échantillon 190, montre un basalte à texture microlithique. Sur un fond cryptocristallin, apparaît un feutrage de microlithes de feldspath et de minéraux verdâtres, clivés, monocliniques, mal formés, sans doute des ferromagnésiens, le tout tacheté de flacules noires d'oxyde de fer.

3. — Conclusions.

Les intrusions basaltiques et gabbroïques le Kangombwe sont postérieures à la consolidation des tonalites qu'elles recoupent et de l'aplite avec laquelle le sill forme une brèche de fusion.

Elles sont donc postérieures à la grande activité magmatique qui a donné naissance aux gabbros, tonalites et granites.

La présence d'hypersthène dans le basalte traduit encore le caractère magnésien du magma générateur. Ce caractère de similitude avec le magma des gabbros et tonalites permet de supposer que ces intrusions tardives représentent l'activité des derniers foyers du magma responsable du grand batholite.

XI. — Les gabbros à texture ophitique.

1. — Gisement.

Dans les tonalites et les gabbros, il existe parfois des affleurements de roches gabbroïques à texture très fine et coloration gris foncé. Ces roches se révèlent toujours, sous le microscope, être à texture ophitique typique.

Près de Kangombwe, le même type de roche forme un dyke intrusif dans la tonalite.

Nous ne connaissons pas le mode de gisement des autres roches, les affleurements ne nous ayant pas montré de contact.

Par analogie, avec le dyke de Kangombwe, on peut penser que ces gabbros forment eux aussi des dykes. Nous préférons cependant ne pas nous prononcer et étudier les roches dans ce chapitre spécial.

2. — Caractères pétrographiques.

La texture ophitique dérive des cristaux de feldspath calcosodique moulés par les plages de pyroxène.

N ^o	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
202	Labrador An 53	Augite Pigeonite Hornblende	Magnétite Ilménite	T : ophitique Augite incolore-pigeonite (2 V = 30°). Pyroxènes tendent à être idiomorphes-macle normale au plan basal et bissecteur de l'angle des deux clivages

En bordure des bâtonnets de feldspath, on voit souvent des textures micropegmatitiques de dévitrification.

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
185	Labrador An 55	Pigeonite	Magnétite Pyrite	T : ophitique Pigeonite (2 V = 40°)
147	Labrador An 61	Pigeonite Epidote	Magnétite	Pigeonite (2 V = 10 à 40°) Labrador : 0,5 à 1 mm souvent maclé Epidote en grains dans le feldspath
27	Labrador An 50	Pigeonite Hornblende brune	Magnétite Apatite	Pigeonite : (2 V = 40°) Labrador : 0,1 mm

Le feldspath, souvent maclé albite et carlsbad, parfois péricline décèle en règle une extinction onduleuse : macles parfois brisées ou tordues, macles de pression fréquentes.

Les cristaux de labrador dénotent souvent une bordure déchiquetée. Le pyroxène, en petites plages en agrégats, remplit les interstices entre les cristaux de plagioclase avec ça et là en bordure, un début d'épigénie par la hornblende brune. L'apatite plus rare, apparaît en fines aiguilles dans le plagioclase.

3. — Conclusions.

Comme on peut le remarquer, toutes les roches à texture ophitique renferment un plagioclase An 50 à An 60 ; la pigeonite les caractérise. L'absence d'hypersthène découle du fait que la magnésie et la chaux sont engagées dans un seul pyroxène de la famille des pigeonites.

Les gabbros à texture ophitique, se sont vraisemblablement consolidés plus rapidement que les gabbros à texture grenue. D'où ils nous donnent une image plus exacte, simplifiée de ce que devait être le mélange magmatique initial que caractérisait un excès en chaux et en magnésie.

C. — PARTIE INTERPRÉPARATIVE

I. — Physico-chimie du Magma.

1. — Analyses chimiques des diverses roches magmatiques.

Nous avons groupé dans les tableaux ci-après, des analyses chimiques de roches du complexe magmatique étudié.

Certaines de ces analyses correspondent à des roches appartenant au prolongement occidental du massif dans le Kasai et observées, les unes par J. THOREAU [42], les autres par E. POLINARD [32] [33].

Les autres roches appartenant directement au massif étudié par nous ont été analysées aux laboratoires du Service Géologique Régional de Bukavu.

ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES MAGMATIQUES DU BASSIN
LULUA BUSHIMAI (KASAI). (J. THOREAU [42]).

<i>Diabase</i>			<i>Gabbros</i>						<i>Tonalites</i>					
1394 (*)			803		835		369		308		1471		590	
%	prop.	mol.	%	prop.	%	prop.	%	prop.	%	prop.	%	prop.	%	prop.
			pol.	mol.		mol.		mol.		mol.		mol.		mol.
SiO ₂	53,62	8,940	52,84	8,800	49,50	8,250	50,54	8,430	50,70	8,440	51,18	9,200	69,28	11,520
Al ₂ O ₃	13,31	1,303	7,44	740	17,71	1,735	14,83	1,450	13,58	1,330	19,53	1,915	15,16	1,485
Fe ₂ O ₃	2,23	138	2,98	186	2,21	138	4,11	257	2,86	179	2,17	135	1,94	121
FeO	8,43	1,170	7,40	1,028	5,46	758	6,89	955	9,97	1,382	4,32	600	1,85	256
MgO	6,84	1,710	18,50	4,630	7,56	1,890	10,05	2,620	7,40	1,850	0,65	162	0,95	237
CaO	11,90	2,120	8,94	1,596	14,54	2,600	10,28	1,838	11,20	2,000	11,46	2,220	4,12	736
Na ₂ O	1,15	186	0,70	113	2,00	323	1,36	220	1,83	296	2,96	478	4,82	778
K ₂ O	0,68	72	0,09	10	0,15	16	0,44	47	0,66	70	0,82	87	1,09	116
H ₂ O*	0,65		0,67		0,61		0,87		0,74		1,07		0,66	
H ₂ O-	0,14		0,28		0,04		0,25		0		0,22		0,11	
TiO ₂	1,08		0,28		0,31		0,50		1,46		1,56		0,38	
P ₂ O ₅	0,07		traces		traces		traces		0,04		0,09		0,07	
MnO	0,12	17	0,22	31	0,10	14	0,18	25	0,22	31	0,15	21	0,05	7
Total	100,22		100,34		100,30		100,30		100,66		100,78		100,48	

(*) Les chiffres en tête d'analyse correspondent à la désignation de la roche dans l'ouvrage cité.

ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES
MAGMATIQUES DE LA KATONGO (BASSIN DE LA LULUA).
(E. POLINARD [32]).

<i>Anorthosites quartzzeuses</i>								
	Ka II		Ka III		ML 44		60/2	
	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.
SiO ₂	75,96	12,650	67,26	11,200	72,20	12,080	77,98	13,160
Al ₂ O ₃	12,82	1,258	17,13	1,678	15,85	1,553	9,58	940
Fe ₂ O ₃	traces	0	traces	0	0,10	6,2	1,48	92,5
FeO	1,73	240,4	2,38	330,5	0,88	122	1,94	269,5
MgO	0,79	197,5	0,95	237,5	traces	0	1,93	482
CaO	1,94	346,2	2,94	525	0,19	33,9	1,64	292,5
Na ₂ O	4,64	748	5,53	890	5,17	832	3,86	622
K ₂ O	1,53	62,50	2,53	268,5	3,13	336	1,03	109,4
H ₂ O*	0,27		0,50		0,25		0,18	
H ₂ O-	0,29		0,30		0,21		0,07	
TiO ₂	0,44		0,58		traces		0,17	
P ₂ O ₅	0,05		0,31		0,05		0,23	
MnO	traces	0	0,02	2,8	2,18	307	0,08	11,3
Total	100,46		100,43		100,31		100,17	

ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES ROCHES MAGMATIQUES DE L'ENTRE LUBILASH-LUBISHI.

[illegible]

l'analyse spectrale qualitative indique la présence de Pb, B, Ca, V, Cr, Rb dans les roches, 140, 170.

L'analyse spectrale quantitative indique la présence de B , Ag , As , Cu , Mn , Zn dans les roches 8, 204 ; la présence de B , Sn , Cu , C Vr dans les roches 139, 206, 222 ; la présence de B , Ag , As , Cu , Mn , Zn dans les roches 8, 204 ; la présence de B , Ag , Pb , As , Cu , Ti , V , Zn , dans les roches 179, 180.

2. — Les paramètres magmatiques.

Les paramètres de NIGGLI pour une roche donnée sont représentés par les symboles Si-Al-Fm-C-alk.

On calcule ces paramètres à partir de la composition moléculaire de la roche. Si nous représentons par :

a	la	proportion	moléculaire	de	SiO ₂
b	»	»	»	»	» de Al ₂ O ₃
c	»	»	»	»	» de Fe ₂ O ₃
g	»	»	»	»	» de FeO
h	»	»	»	»	» de MgO
i	»	»	»	»	» de MnO
j	»	»	»	»	» de CaO
k	»	»	»	»	» de Na ₂ O
l	»	»	»	»	» de K ₂ O.

Les paramètres de NIGGLI seront donnés par les nombres suivants :

$$\begin{aligned}
 \text{si} &= a \\
 \text{al} &= b \\
 \text{fm} &= 2c + g + h + i \\
 \text{c} &= j \\
 \text{alk} &= k + l
 \end{aligned}$$

et de telle sorte que :

$$b + (2c + g + h + i) + j + (k + l) = 100.$$

PARAMÈTRES DE NIGGLI RELATIFS AUX ROCHES
ANALYSÉES.

Para- mètres	Basalte	Diabase	Gabbros				
	N° 222	1394	139	126	803	835	369
Si	94,4	130,3	97,7	124	103	108	110
Al	5,3	19	17,3	25,2	8,7	22,8	18,9
Fm	54,7	46,2	55	41,7	71	38,6	53,7
c	38,1	31	24	26,7	18,6	34,1	24
alk	1,9	3,8	3,7	6,4	1,4	4,5	3,4
na	1,7	2,7	3,3	6	1,3	4,2	2,9
ka	0,2	1,1	0,4	0,4	0,1	0,3	0,5

N°	Gabbros quartzeux	Tonalites				
	140	170	8	308	1471	590
Si	160,5	252	337	115	159,5	299
Al	22,6	36,5	48	18,1	33,2	38,4
Fm	32,2	20,6	15,5	49,5	18,5	19,4
c	29,3	25,5	6,5	27,4	38,5	19,2
alk	15,9	17,4	30	5	9,8	23,0
na	14,3	15,7	21,5	4	8,3	20,0
ka	1,6	1,7	8,5	1	1,5	3

Para- mètres	Anorthosites quartzeuses					Granites	
	N° 204	Ka II	Ka III	ML 44	60/2	179	180
Si	321	444	283	378	493	457	478
Al	42,3	44,12	42,7	48,4	35,2	43,9	45,8
Fm	24	15,35	14,5	13,5	26,4	7,5	11,4
c	11,8	12,13	13,35	1,1	10,9	4,9	2,6
alk	21,9	28,4	29,45	37	27,5	43,7	40,2
na	20,2	26,3	22,6	26	23,2	25,2	20,6
ka	1,7	2,1	6,85	11	4,3	18,5	19,6

Dans ce qui suit nous séparons les alcalis ; au lieu d'adopter le paramètre alk nous définissons deux autres paramètres :

$$\begin{array}{ccccccc} \text{na} & \text{proportion moléculaire de } \text{Na}_2\text{O} \\ \text{K.} & \text{»} & \text{»} & \text{»} & \text{»} & \text{»} & \text{K}_2\text{O} \end{array}$$

Ces paramètres magmatiques sont repris au tableau (p. 59).

On peut suivre l'évolution chimique du magma au cours de sa cristallisation en traçant les courbes magmatiques pour l'ensemble des roches.

al	en fonction de Si
fm	» » » Si
c	» » » Si
na	» » » Si
k	» » » Si
alk	» » » Si

Les courbes sont représentées à la figure n° 7.

L'observation de ces courbes appelle quelques remarques :

1) Les points expérimentaux se groupent dans le voisinage de courbes moyennes qui sont du type des courbes magmatiques relatives à la différenciation d'un même magma générateur.

Il n'y a pas de solution de continuité entre les courbes relatives au granite et celles relatives aux gabbros et tonalites.

Cette continuité dans les variations des paramètres magmatiques depuis le gabbro jusqu'au granite laisse déjà supposer l'unité du magma générateur. D'autres faits viendront appuyer cette hypothèse ;

2) On peut diviser le domaine d'existence des différentes fonctions en intervalles, où les paramètres ont des valeurs relatives déterminées. (voir fig. 7).

Ainsi, dans l'intervalle AB les paramètres les plus

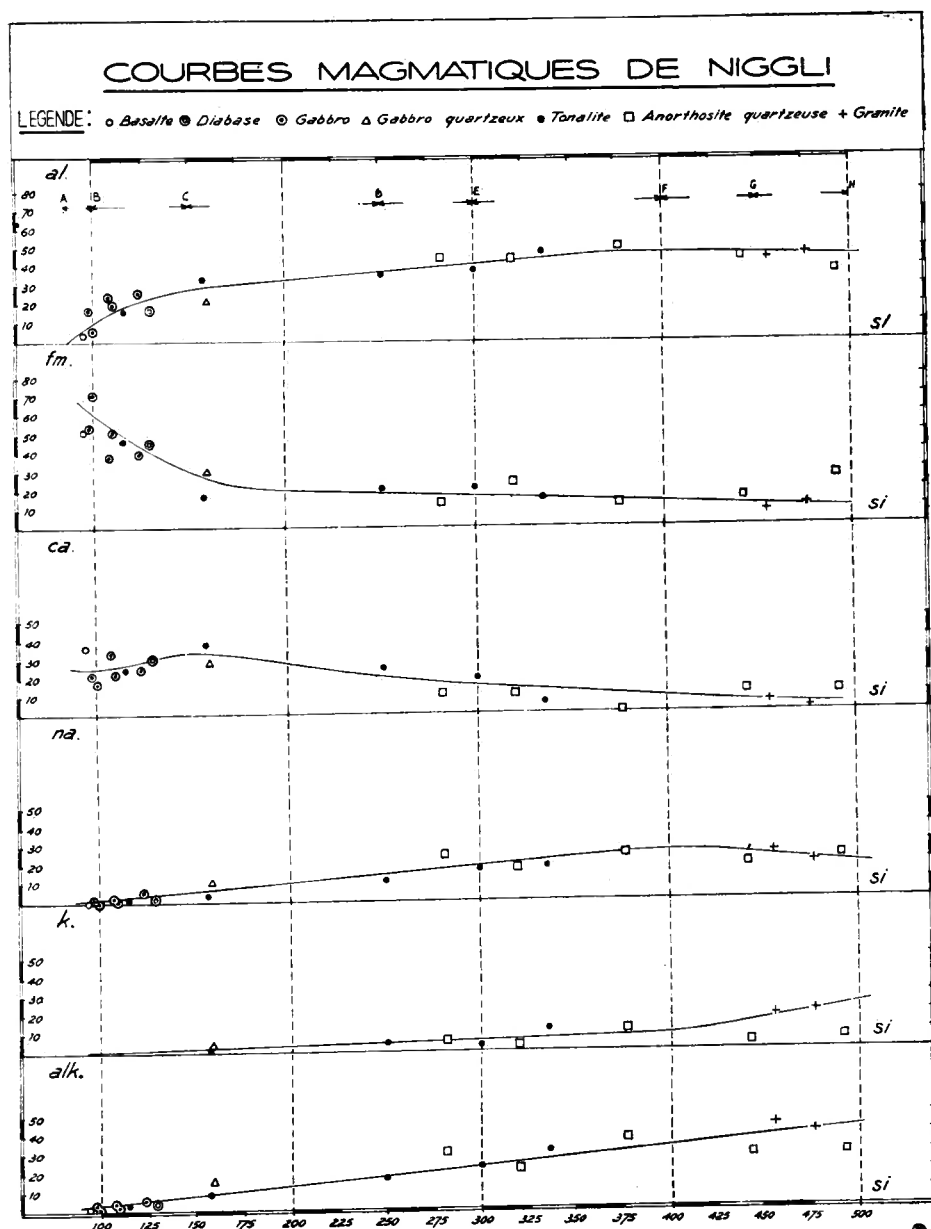


FIG. 7.

importants sont *fm*, *c*, puis *al* alors que *na* est négligeable.

Nous définirons chaque intervalle en énumérant les paramètres en ordre d'importance décroissante. Nous indiquons en même temps le type de roche qui y correspond.

Intervalles	Paramètres		
AB	fm - c - al	{	I Gabbro
BC	fm - c - al - na		
CD	al - c - fm - na		
DE	al - na - fm - c	{	II Gabbro quartzeux
EF	al - na - fm - k - c		
FG	al - na - k - fm - c		
		III Tonalites et anorthosites quartzеuses	
GH	al - k - na - fm - c	al - k - na	IV Granite

La différenciation magmatique est donc marquée par les cristallisations successives suivantes :

- 1^{re} phase cristallisante riche en MgO - FeO - CaO - Fe₂O₃
- 2^e » » » » Al₂O₃ - CaO - MgO - FeO - Fe₂O₃
- 3^e » » » » Al₂O₃ - Na₂O
- 4^e » » » » Al₂O₃ - K₂O - Na₂O

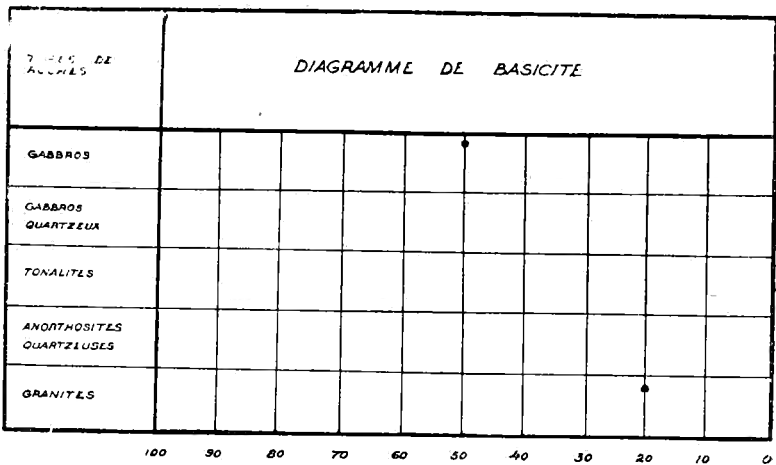


FIG. 8.

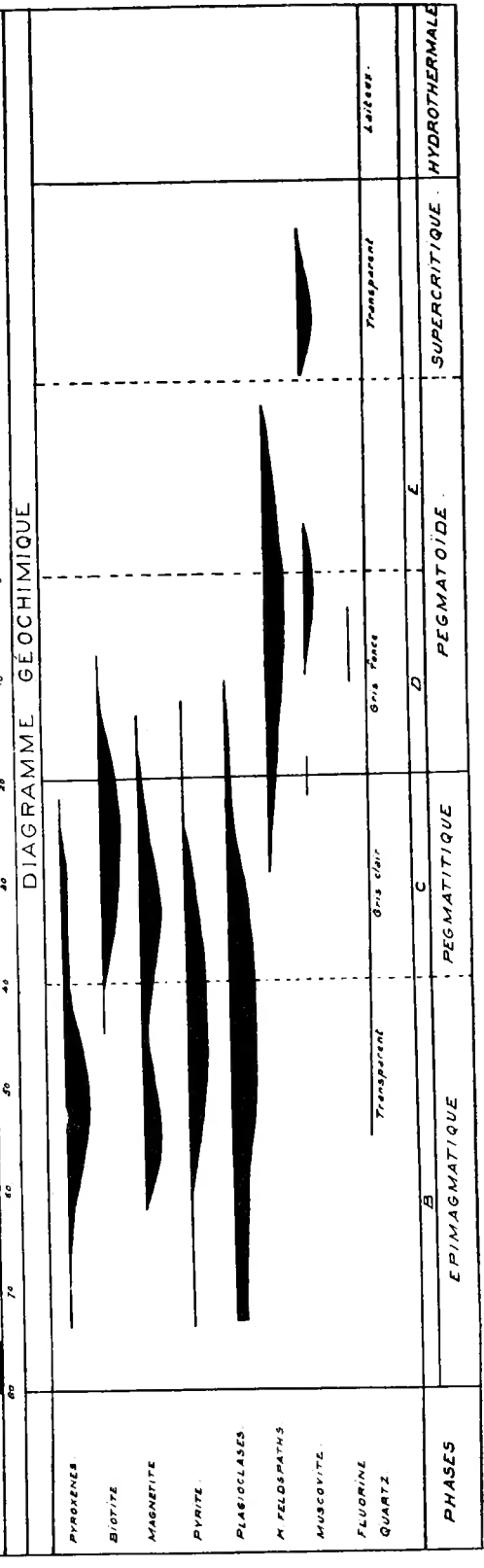
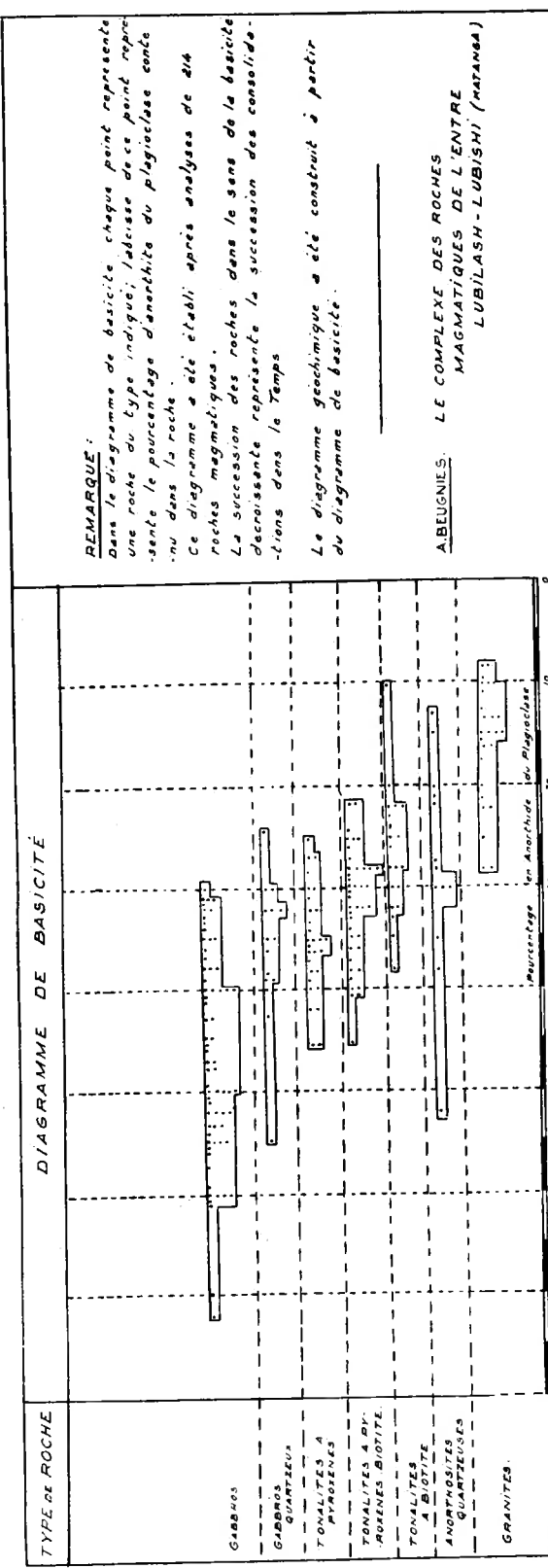


FIG. 9.

Ainsi s'explique la chute brusque de l'indice de coloration lorsqu'on passe des gabbros aux tonalites.

Cet ordre de succession dans la différenciation sera ultérieurement vérifié par de nombreux faits d'observations.

3. — Diagramme de basicité — Diagramme géochimique.

1. DÉFINITION ET CONSTRUCTION D'UN DIAGRAMME DE BASICITÉ.

Le diagramme de basicité est un mode de représentation d'une série de roches magmatiques à plagioclases.

Il se met sous la forme d'un tableau (voir fig. 9) dont le bord inférieur porte une échelle graduée en pourcents d'anorthite contenue dans le plagioclase. Les teneurs vont en décroissant de gauche à droite depuis 100 (anorthite) jusque 0 (albite).

Le bord vertical porte autant de divisions qu'il y a de types différents de roches allant des types acides à la base aux types basiques au sommet.

Chaque roche est représentée par un point.

Supposons, par exemple, que nous ayons deux roches ; un gabbro à labrador $An\ 50\ Ab\ 50$ et un granite à oligoclase $An\ 20\ Ab\ 80$. Nous représenterons chacune de ces roches dans un diagramme de basicité tel qu'il est figuré ci-contre (fig. 8).

Si deux roches d'un même type (par exemple deux gabbros) possèdent le même plagioclase, les deux points représentatifs se placeront sur le même axe vertical passant par l'abscisse commune représentant la teneur en anorthite du plagioclase. L'intervalle entre deux points de même abscisse devra toujours être le même.

C'est ainsi que nous avons établi le diagramme de basicité pour l'ensemble des roches magmatiques de l'Entre Lubilash-Lubishi (voir fig. 9).

Nous y avons distingué 7 types de roches :

gabbros — gabbros quartzeux — tonalites à pyroxènes — tonalites à pyroxènes et biotite — tonalites à biotite — anorthosites quartzeuses — granites.

Ainsi représenté, ce diagramme donne une image suggestive du caractère d'acidité croissante des différentes roches appartenant à ce massif. Mais là ne se borne pas l'intérêt d'un tel diagramme et d'autres propriétés peuvent être mises en évidence dont les plus importantes sont l'illustration de la succession des consolidations dans le Temps et la base de l'étude géochimique du magma.

2. SUCCESSION DES CONSOLIDATIONS DANS LE TEMPS.

On peut montrer que l'échelle des teneurs décroissantes en anorthite est une échelle du Temps, les types les plus basiques étant de première consolidation.

Ainsi, l'ordre de succession serait ici : gabbro — gabbro quartzeux — tonalite — granite.

L'étude des contacts à l'échelle du terrain comme à celle des faits microscopiques voit confirmer cette succession.

Il est de toute évidence que la tonalite a cristallisé après le gabbro qu'elle injecte parfois de ses filonnets leucocrates.

On passe des gabbros aux tonalites par l'intermédiaire d'un type de roche hybride comme les gabbros quartzeux.

Le granite s'est consolidé après la tonalite. Nous en voulons comme preuve la granitisation de la tonalite en bordure du massif granitique de la Luba et la présence de xénolithes de gabbro et de tonalite, partiellement digérés dans le granite des environs de Kasendji.

Nous excluons de ce qui précède, les coulées basaltiques de Kangombwe nettement postérieures à la grande

activité magmatique responsable de ce puissant massif de roches holocristallines.

Cette propriété acquise, nous voyons qu'elle permet de voir dans la phase de cristallisation des tonalites trois stades successifs : tonalites à pyroxènes — tonalites à pyroxènes et biotite — tonalites à biotite. Elle souligne la croissance de la teneur en potasse du magma allant de pair avec une décroissance de la teneur en $MgO - FeO$ et Fe_2O_3 , ce qui reste conforme aux courbes magmatiques.

3. BASE DU DIAGRAMME GÉOCHIMIQUE.

Le diagramme de basicité permet encore de construire très facilement le diagramme de l'évolution géochimique du magma, tout au moins pour les phases de haute température (où les plagioclases cristallisent).

En effet, chaque type de roche réalise une association minérale. On peut classer ces minéraux dans un diagramme de basicité comme on l'a fait pour les roches et on obtient ainsi un diagramme de fréquence de ces minéraux en fonction de la basicité de la roche, c'est-à-dire en fonction du Temps. C'est par définition le diagramme géochimique.

Parmi les minéraux, nous avons volontairement écarté une série de minéraux : hornblende, sphène, grenat, épidote et biotite lorsqu'elle se présente dans des roches à amphibole ou pyroxène.

Ces minéraux sont en effet issus d'un phénomène de métamorphisme (voir p. 69).

Le diagramme ainsi obtenu est conforme au diagramme géochimique tel que l'a établi E. FERSMAN pour les magmas granodioritiques. Le diagramme de FERSMAN est donc valable pour ce magma plus basique.

C'est sur le bien fondé de cette identité que nous avons établi l'intervalle des différentes phases.

Pour les phases supercritique et hydrothermale, nous nous sommes basés sur les observations relatives aux greisen (à quartz et muscovite) et aux filons et lentilles de quartz.

4. — L'évolution des propriétés physico-chimiques du magma.

De l'examen des diagrammes étudiés, on peut retracer l'évolution physico-chimique du magma. Le diagramme géochimique en particulier dénote que le caractère des minéraux évolue avec la cristallisation du magma. Ce phénomène n'est que le reflet de la différenciation magmatique continue, ayant comme conséquence la succession de solutions résiduelles dont les fractions cristallisées respectives sont empreintes de leur caractère chimique prédominant. Au stade épimagmatique, le magma riche en FeO , MgO , Fe_2O_3 , CaO , a donné une fraction cristallisante à haute teneur en ces éléments : ce sont les gabbros à pyroxènes et à labrador.

La solution résiduelle qui s'en sépare s'est enrichie en alumine, silice. Les teneurs en MgO , FeO , CaO diminuent en importance. C'est la fraction de ce magma consolidée à la fin du stade épimagmatique, début de la phase pegmatitique, qui donnera les gabbros quartzeux déjà plus leucocrates, plus acides et localement plus sodiques.

Les solutions résiduelles deviennent de plus en plus riches en Al_2O_3 , Na_2O , SiO_2 alors que les teneurs en MgO , FeO , Fe_2O_3 , CaO décroissent rapidement. Ce sont les fractions de ce magma cristallisées au cours de la phase pegmatitique qui donnent les tonalites à pyroxènes, les tonalites à biotite et les anorthosites quartzes. Ces roches très leucocrates ne montrent plus que très peu de minéraux ferromagnésiens tandis que le plagioclase passe à une andésine-oligoclase et le quartz devient prépondérant.

Les solutions résiduelles consécutives à cette cristallisation sont enrichies en Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , alors que les autres constituants deviennent négligeables.

C'est une fraction de ce magma qui au cours de la phase pegmatoïde cristallisera pour donner les granites à oligoclase, orthose et biotite.

La solution résiduelle s'enrichit en SiO_2 et K_2O ; les teneurs en alumine décroissent. C'est une fraction de ce magma qui, consolidée au stade supercritique, donnera les greisen à quartz et muscovite.

Les dernières solutions résiduelles sont presque uniquement siliceuses et cristalliseront au stade hydrothermal sous l'aspect de filons et lentilles de quartz.

En même temps que la composition chimique du magma évolue, la tension de vapeur variera, cette tension faible à la phase épigmatique ira en croissant rapidement durant la phase pegmatitique et pegmatoïde pour atteindre un maximum lors de la phase supercritique et décroître ensuite lors du stade hydrothermal.

C'est au cours des phases pegmatoïde, supercritique et hydrothermale que des minéralisateurs vont provoquer la naissance de minéraux spéciaux : H_2O (muscovite — biotite) — Fl (fluorine des granites) — S (pyrite des filons de quartz).

II. — L'autométamorphisme.

1. — La loi des phases.

1. REPRÉSENTATION GRAPHIQUE.

La représentation graphique des phases composant un système permet d'établir les schémas des réactions pouvant exister entre ces phases.

Il existe deux modes de représentation : diagramme de concentration, diagramme pression — température.

Pour fixer les points représentatifs des phases dans un diagramme des concentrations, il est nécessaire de connaître la composition chimique de chacune des phases.

Nous ne possédons malheureusement pas la composition chimique des divers minéraux présents dans les roches étudiées.

De plus, les compositions chimiques de minéraux tels qu'augite, hornblende, hypersthène, épidote, sont complexes et variables.

Les analyses chimiques de ces divers minéraux sont reprises ci-dessous et complétées par les proportions moléculaires. Ces proportions moléculaires serviront de base à la représentation graphique.

ANALYSES CHIMIQUES DE QUELQUES MINÉRAUX.

Hypersthènes						Augites			Augites sodiques			Aegyrine-Augite		
5316 [13] (*)		1809 [13]		1808 [13]		5315 [13]			A [2]			C [2]		
%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	%	prop. mol.	%	%	prop. mol.	%
SiO ₂	48,17	804	54,49	908	53,35	889	48,54	810	45,23	754	47,54	795	42,15	702
Al ₂ O ₃	8,17	80	trace	—	4,50	44,1	8,71	85	7,73	75,6	4,14	40,5	0,55	5
Fe ₂ O ₃	3,95	24,3	21,84	136	5,12	32	2,81	18,2	2,95	18,4	5,64	35,2	17,40	109
FeO	17,21	240	0,00	—	13,32	185	0,96	13,3	4,07	56,5	6,42	89	17,80	247,5
MgO	22,09	505	19,21	480	16,15	404	14,42	361	12,25	306	10,05	251	1,10	27,5
CaO	0,28	5	4,40	80	4,42	80	24,56	439	23,37	417	21,57	385	14,10	252
Na ₂ O	—	—	—	—	2,17	—	—	—	0,47	7,6	1,38	22,3	3,35	54
K ₂ O	0,28	—	—	—	2,17	—	—	—	0,12	—	0,12	—	0,55	—
H ₂ O	—	—	—	—	0,40	—	—	—	0,37	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	—	—	—	0,36	4,5	—	—	4,28	53,5	3,00	37,5	0,41	5,1

(*) Le chiffre entre crochets [...] renvoie à la référence bibliographique. Le numéro ou la lettre en tête de chaque analyse correspond à la désignation de l'analyse se trouvant dans l'ouvrage cité.

	Augite titanifère			Hornblendes								Grossulaire		
	5313 [13]			E [2]		A [2]		1628 [13]		B [2]		[27]		
	%	prop. mol.		%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	%	prop. mol.	
SiO ₂	46,60	777		39,95	666	43,76	730	47,47	792	41,99	700	29,53	492	
Al ₂ O ₃	6,07	59,5		17,58	174	8,33	81,5	12,85	126	11,62	114	20,15	197	
Fe ₂ O ₃	4,85	30,3		7,25	45,3	6,90	43	3,80	23,7	2,67	16,5	4,94	31	
FeO	3,72	51,7		2,18	30,3	10,47	145	9,69	134,5	14,32	195	—	—	
MgO	12,21	305		14,15	354	12,63	316	11,71	293	11,17	279	1,72	43	
CaO	23,88	427		11,96	214	9,84	175	14,05	250,5	11,52	206	33,88	605	
Na ₂ O	0,47	7,6		3,16	51	3,43	55,3	—	—	2,49	40,1	—	—	
K ₂ O	0,28	—		1,98	21	1,28	13,6	—	—	0,98	10	—	—	
H ₂ O	0,26	—		0,41	—	0,65	—	—	—	0,61	—	—	—	
TiO ₂	1,59	20		1,68	21	0,78	9,8	—	—	1,46	18,3	—	—	

Les proportions moléculaires dont nous aurons à nous servir sont :

SiO ₂	— 792
Al ₂ O ₃	— 126
FeO + MgO	— 427,5
CaO	— 250,5

On fixera d'abord un point représentatif dans l'un des 4 domaines plans soit par exemple, le point H' dans le domaine plan

$$A(\text{FeO} + \text{Mg}) - B(\text{SiO}_2) - C(\text{CaO})$$

Le point H' se trouve

1) Sur la droite CP joignant le sommet C au point P tel que

$$\frac{AP}{PB} = \frac{\text{Concentration SiO}_2}{\text{Concentration FeO} + \text{MgO}} = \frac{792}{427,5}$$

2) Sur la droite AQ joignant la sommet A au point Q tel que

$$\frac{CQ}{QB} = \frac{\text{Concentration SiO}_2}{\text{Concentration CaO}} = \frac{792}{250,5}$$

Le point H représentatif de la hornblende se trouve sur la droite DH' joignant H' au sommet D du tétraèdre.

Le même point H se trouve aussi sur la droite AH'' joignant le sommet A du tétraèdre au point H'' du domaine CDB établi d'une manière analogue au point H' à partir des concentrations moléculaires en Al₂O₃, CaO et SiO₂.

Comme un minéral donné, tel une hornblende a une composition chimique variable, chaque hornblende sera représentée par un point analogue H₁, H₂ ou H₃.

Une phase « hornblende » est donc un point du domaine H₁H₂H₃.

Les points représentatifs des augites, hypersthènes, zoïsites, plagioclases, apatite, sphène, etc... s'établissent d'une façon similaire à partir des concentrations moléculaires correspondantes (voir p. 70 à 72).

De la position relative de ces diverses phases dans le domaine des concentrations, on déduit l'existence des réactions possibles entre les phases.

Dans l'écriture des diverses réactions, nous emploierons les symboles suivants :

Hornblende	— H	—	Zoïsite ou épidote	— Z
Augite	— A	—	Ilménite	— I
Hypersthène	— Hy	—	Anorthite	— An
Apatite	— Ap	—	Plagioclase An30	— F ₃
Quartz	— Q	—	Plagioclase An40	— F ₄
Sphène	— S	—	Grenat	— G
		Biotite	— B	

2. LA LOI DES PHASES EN PÉTROGRAPHIE.

Le principe fondamental de la loi physico-chimique des phases est le suivant :

« Le nombre *maximum* des phases qui coexistent en équilibre dans un système à n constituants indépendants est égal à $n + 2$ ».

Un pareil équilibre n'est réalisable que pour des valeurs déterminées de la température et de la pression et pour une composition déterminée de chacune des phases. Le système est alors dit invariant. Dans un diagramme pression-température, ces $n + 2$ phases coexistant pour des valeurs naturelles constantes T_m et P_m de T et P , seront représentées par un point appelé point multiple.

$n + 1$ phase peuvent former un système monovariant en équilibre à des températures et à des pressions différentes. Toutefois, à chaque valeur de T correspond une seule valeur de P .

Dans un diagramme pression-température, une telle réaction d'équilibre est représentée par une courbe.

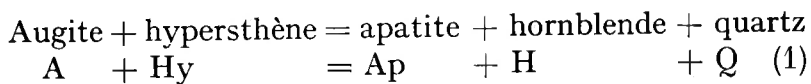
De part et d'autre de cette courbe, on obtient des domaines T-P où des associations de n phases sont stables pour des valeurs quelconques de T et de P. Ce sont des associations divariantes stables, pratiquement les seules existantes des paragenèses minérales.

Dans un système naturel à n constituants indépendants, les réactions d'équilibre monovariantes s'établissent donc entre $n + 1$ phases. Cependant il peut exister des équilibres monovariants entre m phases (avec $m < n + 1$). On dit dans ce cas qu'il y a aberrance.

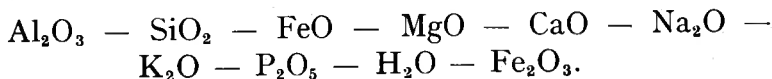
Ces aberrances se produisent lorsque certains rapports s'établissent entre les constituants de plusieurs phases. Les points représentatifs de ces phases dans un diagramme de concentrations réalisent des situations privilégiées, de telle sorte que 3 points soient en ligne droite ou 4 points dans un même plan, etc...

Afin de mieux saisir ces modalités de la loi des phases nous traiterons le cas des paragenèses à hornblende dans des roches à augite et hypersthène.

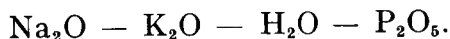
L'équilibre monovariant qui s'établit entre les phases en présence est le suivant :



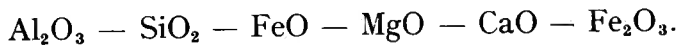
Les constituants indépendants sont au nombre de 10.



Cependant certains d'entre eux sont issus du magma comme :



Les constituants fixes sont ainsi réduits à 6 :



Nous faisons abstraction du constituant Fe_2O_3 , et

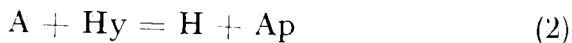
par le fait même des phases magnétite et oligiste. De même FeO et MgO jouant le même rôle dans l'augite, l'hypersthène et la hornblende, nous les groupons en un seul constituant indépendant



L'équilibre (1) est ainsi un équilibre monovariant entre 5 phases à partir de 4 constituants fondamentaux.

Ce même équilibre peut encore s'établir entre phases en nombre inférieur à 5 en cas d'aberrances.

Pour des compositions privilégiées de Hy, H et A les points Ap, Hy, A, H peuvent se trouver dans un même plan permettant la réaction monovariante entre 4 phases.



Le système peut encore devenir doublement aberrant si Hy H A se trouvent sur une même droite. On a alors l'équilibre



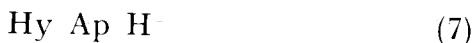
Par déplacement des équilibres (1), (2), (3) vers la droite, on obtient respectivement des associations divariantes stables.



ou



ou



ou



Ces associations sont effectivement celles rencontrées dans les paragenèses à hornblende.

Ce sont ces associations stables que nous allons tenter d'établir pour les différentes paragenèses.

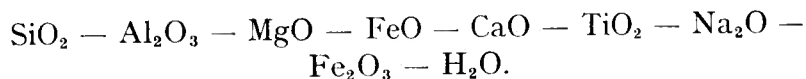
2. — Études des paragenèses.

1. LES PARAGENÈSES À SPHÈNE.

a. — *Preliminaires.*

L'observation montre qu'il peut exister 10 minéraux au moins dans les paragenèses à sphène : plagioclase An 35 Ab 65 à An 38 Ab 62 — épidote — quartz — augite titanifère — hornblende — ilménite — magnétite — apatite — séricite.

Les différentes phases font intervenir 9 constituants principaux qui sont :



Dans l'étude de ces paragenèses, nous simplifierons le système de la manière suivante :

1° Nous ne tenons compte ni du constituant Na_2O , ni de la phase séricite.

2° Nous admettons l'augite uniquement titanifère et non ferrière et titanifère.

3° Nous faisons abstraction du constituant Fe_2O_3 et de la phase magnétite.

4° Nous ne tenons pas compte du constituant H_2O supposant que l'eau est toujours en excès et peut satisfaire les paragenèses des minéraux hydratés.

5° Nous assimilons FeO et MgO pour n'envisager qu'un seul constituant $(\text{FeO} + \text{MgO})$.

Ainsi le système est ramené à 5 constituants fondamentaux $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{CaO} - \text{TiO}_2$.

Nous représenterons les différentes phases dans deux diagrammes de concentrations $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO} - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ et $(\text{MgO} + \text{FeO}) - \text{CaO} - \text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$.

b. — *Les différents processus de formation du sphène.*

Nous avons déjà décrit quelques roches à sphène (13-44-144 voir pp. 23-27-34). La tonalite (191) montre l'association suivante :

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
191	Quartz Plagioclase	Sphène Epidote Augite ferrifère	Apatite Ilménite	Plagioclase saussuritisé

Le sphène, rougeâtre, pléochroïque a cristallisé dans les plages feldspathiques saussuritisées, en bordure de l'ilménite ou au contact de l'augite, se poursuivant parfois par de l'épidote.

Dans la tonalite (11), à texture cataclastique, les sphènes voisinent l'épidote et l'augite ferrifère et titanifère. Parfois, on voit de petits fuseaux de sphène accolés à quelques lambeaux d'augite dans les plages feldspathiques saussuritisées. Parfois, dans les mêmes plages, il est isolé et se prolonge par des grains d'épidote. Ailleurs encore, il forme une bordure autour de l'ilménite.

Dans le gabbro (151), on reconnaît le sphène associé à l'augite ferrifère et titanifère, le plagioclase fortement saussuritisé, mais le pyroxène intact.

En règle absolument générale, on note le sphène associé à l'augite ferrifère, les plagioclases souvent saussuritisés, une texture cataclastique ou schisteuse.

On peut en déduire que le sphène se forme suivant trois processus différents, parfois réalisés au sein d'une seule et même roche.

a) en bordure de l'augite ferrifère et titanifère accompagné de hornblende, d'épidote et de quartz ou d'épidote et de hornblende, ou d'épidote et de quartz.

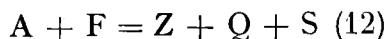
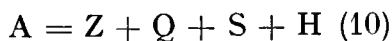
b) dans les plages feldspathiques saussuritisées, accolé à des grains d'ilménite ou d'épidote.

c) au contact de l'apatite dans les plages feldspathiques saussuritisées.

Nous étudierons séparément les trois processus.

c. — *Formation de sphène, par décomposition de l'augite titanifère.*

La position des phases dans le domaine des concentrations permet d'établir la possibilité d'existence des équilibres monovariants suivants :

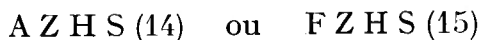


Par déplacement de l'équilibre (10) vers la droite, on obtient l'association divariante stable.

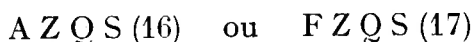


Cette association se trouve être réalisée dans la roche 13 autour de l'augite en voie de transformation (voir p. 35).

Les équilibres (11) et (12) par déplacement vers la droite donnent les associations :



et



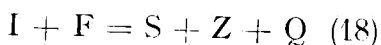
L'association (14) apparaît dans la roche 44 et l'association (16) dans les roches (11) et (191).

Il semble bien que ce soit vers les associations divariantes à augite et non à plagioclase que les équilibres

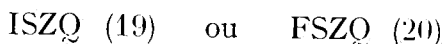
se sont déplacés. En effet, dans toutes les roches à sphène, l'augite est présente tandis que le feldspath est toujours fortement saussuritisé.

d. — *Formation de sphène au contact d'ilménite dans les plages feldspathiques saussuritisées.*

De l'examen des diagrammes de concentrations on établit l'équilibre suivant pouvant exister entre les phases en présence.



Par déplacement de l'équilibre (18) vers la droite, on obtient les associations stables :

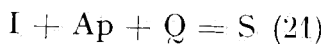


soit par disparition du plagioclase, soit par disparition de l'ilménite.

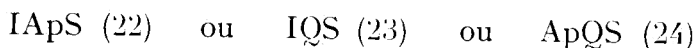
Une fois encore, c'est l'association (19) qui est réalisée, le plagioclase étant saussuritisé tandis que l'ilménite est généralement présente.

e. — *Formation de sphène au contact d'apatite.*

Les 4 points représentatifs des phases quartz — apatite — sphène — ilménite se trouvant dans un même plan, l'équilibre suivant s'établit facilement :



Par déplacement vers la droite, cet équilibre donne les associations stables :



L'observation montre l'ilménite et l'apatite généralement présentes dans ces roches : l'équilibre se déplace donc vers l'association (22).

f. — *Conclusions.*

La loi des phases permet d'établir correctement les équilibres et de prévoir des associations minérales stables. Elle indique en outre le sens du déplacement de ces équilibres. Ces déplacements sont liés à une prépondérance marquée des minéraux ferrotitanés sur les minéraux alumino-siliceux, contribuant au maintien, en fin de réaction, des minéraux ferrotitanés et des minéraux non alumineux : ilménite, augite, apatite et à la disparition des minéraux alumineux et siliceux : quartz, feldspath. Toutes les paragenèses à sphène sont réalisées sans apport d'alumine.

Enfin, la texture cataclastique de ces roches va de pair avec une intense saussuritisation des plagioclases, ce qui laisse supposer que les paragenèses se sont développées dans des roches consolidées à moindre profondeur et soumises à des pressions dirigées plus fortes.

2. PARAGENÈSES À HORNBLÈNDE COMMUNE.

a. — *Les associations minérales observées.*

La hornblende épigénise soit l'hypersthène soit les pyroxènes monicliniques. Dans une seule coupe mince on peut parfois observer tous les stades de l'épigénie.

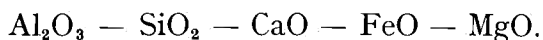
Dans la lame 210 par exemple, on voit dans certaines lamelles d'augite un peu de hornblende s'individualiser en bordure du cristal. La limite pyroxène-hornblende toujours floue se distingue entre nicols croisés par une bande pâle à extinction toujours incomplète. A un stade plus avancé de la transformation, la hornblende forme des lamelles mieux individualisées, dans lesquelles quelques plages d'augite et d'hypersthène demeurent inaltérées. Autour des lamelles d'hypersthène, la hornblende forme encore un ourlet plus ou moins large d'où partent des digitations suivant les clivages de l'hy-

persthène, celles-ci se perdant par transition graduelle dans le pyroxène.

Ailleurs encore (éch. 9), la hornblende développée à partir des clivages du pyroxène, forme des plages aux contours flous. La magnétite tache la hornblende de nombreuses petites plages. Les clivages de la hornblende et du pyroxène, parfois en continuité, et les lamelles d'amphibole isolées dans l'augite se rejoignent par des linéoles plus floues. Ailleurs du quartz apparaît intimement associé à la hornblende et forme de fines cristallisations découpées s'isolant entre le pyroxène et la hornblende (84) ou dans la hornblende (voir fig. 2, pl. III).

Dans la lame 89 les mêmes cristallisations de quartz existent, mais ici autour de l'hypersthène.

L'observation montre donc que la hornblende se développe au contact de l'hypersthène et de l'augite ou de l'un de ces minéraux, accompagnée ou non de quartz. De l'apatite apparaît parfois, associée à la hornblende. Ainsi les minéraux en présence sont au nombre de 5 : hypersthène, augite, hornblende, quartz, apatite faisant intervenir 5 constituants fondamentaux :

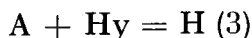
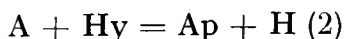
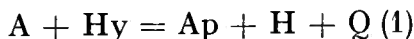


Afin de simplifier l'étude de ces paragenèses nous grouperons FeO et MgO en un seul constituant ($\text{FeO} + \text{MgO}$). Les points représentatifs des phases pourront alors être fixés dans un diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{CaO} - (\text{FeO} + \text{MgO})$.

Nous étudierons séparément les différents modes de formation de hornblende suivant la nature des phases en présence.

b. — *Formation de hornblende dans des roches à hypersthène et augite.*

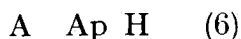
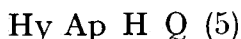
Nous avons précédemment étudié ces paragenèses. Les équilibres suivants peuvent être mis en évidence.



Ils donnent, par déplacement vers la droite, les associations stables



ou



ou



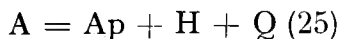
ou



Ces associations minérales sont en effet très communes.

c. — *Formation de hornblende dans les roches à augite seule.*

La position des phases dans le domaine des concentrations montre que leurs points représentatifs $ApHAQ$ peuvent se trouver dans un même plan permettant l'existence de l'équilibre monovariant.



Par déplacement de cet équilibre vers la droite on obtient l'association divariante stable :



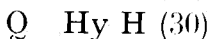
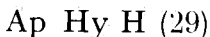
Cette association a souvent été observée elle aussi.

d. — *Formation de hornblende dans les roches à hypersthène, apatite, quartz.*

L'équilibre suivant peut être réalisé :



Conduisant par déplacement vers la droite aux associations divariantes stables :



Par contre dans des roches sans augite ni apatite, la formation de hornblende à partir d'hypersthène est impossible, l'hypersthène reste stable.

e. — *Conclusions.*

La loi des phases permet donc d'interpréter les diverses associations minérales à hornblende réalisables sans apport d'alumine. Cependant, les paragenèses en réalité offrent plus de complexité. Nous avons en effet simplifié le problème en groupant FeO et MgO et en omettant Fe₂O₃. Or la magnétite est très fréquente dans les plages de hornblende.

L'examen du diagramme des concentrations permet de prévoir l'existence d'un équilibre du type : $\text{A} + \text{Hy} = \text{H} + \text{FeO}$.

Cet FeO libéré au contact de Fe₂O₃ peut donner naissance à de la magnétite.

3. PARAGENÈSES À HORNBLÉNDE SODIQUE.

a. — *Les associations minérales observées.*

Dans certaines roches, gabbros ou tonalites, l'augite ou plus rarement la hornblende sont bordées d'une auréole constituée par une hornblende vert bleutée sodique : c'est le phénomène classique de l'ouralitisisation.

La hornblende sodique bleutée forme un ourlet parfois très fin autour des plages pyroxéniques (20-148-200-79-149-80).

A un stade plus avancé, le pyroxène presque totalement envahi par la hornblende sodique, ne laisse plus que quelques témoins épargnés par l'ouralitisation (56).

La formation de hornblende sodique n'est pas uniquement l'apanage de l'augite ; elle peut aussi se passer en bordure de hornblende brune. Dans ce cas, la hornblende sodique est accompagnée de quartz et lorsque la transformation est complète, la plage de hornblende primitive est remplacée par un agrégat de lamelles de hornblende sodique et de quartz.

Typique à cet égard, la lame 134 présente les stades de la transformation. Dans la lame 135, au milieu des plages agrégatives quartz-hornblende sodique, on reconnaît les derniers témoins de hornblende brune.

La formation de hornblende sodique s'effectue donc aux dépens, soit d'une augite, soit d'une hornblende brune.

Cette épigénie réalisée à partir de hornblende brune, est généralement accompagnée par une cristallisation de quartz associé à l'amphibole sodique.

Nous avons pointé sur la carte hors-texte, les roches à hornblende sodique. Un premier groupe apparaît sur la bordure nord du massif gabbroïque près du signal de Mwadi-Kayembe. Les roches (134-135-136-145-148-149) voisinent les gabbros (143-33) à augite ferrière.

Un deuxième groupe apparaît sur la bordure sud-est du massif de gabbro, près du contact granitique, dans les environs de Kasendji : roches 169-56-43-1-50-24 groupées dans le voisinage du gabbro 44 à augite ferro-titanifère et des gabbros 172-54 à augite ferrière.

Un troisième groupe se situe à l'Ouest de la bordure gabbroïque où les roches à hornblende sodique 79-80-199-200 sont proches d'un massif de gabbro à augite ferrière 85 isolé dans la tonalite.

b. — *Interprétation des faits.*

Nous ne possédons pas d'analyse chimique de hornblende sodique ou de glaucophane.

Cependant, la formation de hornblende sodique aux dépens d'augite ou de hornblende nécessite un apport de soude.

D'ailleurs ces roches à hornblende sodique sont toutes localisées à proximité de roche à augite ferrière.

Nous reviendrons sur cette question dans un chapitre ultérieur.

4. PARAGENÈSES À GROSSULAIRE.

a. — *Les associations minérales.*

Le grenat peu fréquent, a été observé dans les roches (12-24-186).

N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
12	Quartz Andésine An 45	Grossulaire Hornblende brune Augite	Magnétite Pyrite Apatite	Texture : grenue association : grossulaire, hornblende, augite caractéristique.

Grenat cristallisé en plages découpées atteignant parfois 1 mm et souvent rempli de petites inclusions, notamment de quartz.

En bordure du quartz, de nombreux petits grains de pyroxène apparaissent noyés dans le fond feldspathique.

L'augite forme parfois des plages prismatiques aux bords découpés et partiellement envahies par la hornblende. Mais le plus souvent, le pyroxène, en petits grains, entoure soit la hornblende, soit le grenat.

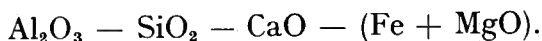
N°	M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
24	Quartz Andésine An 36-40	Hornblende brune Grossulaire	Apatite Magnétite	Texture : cataclastique.

Les lamelles de hornblende se poursuivent en linéoles amphiboliques. Le grenat se développe dans ces linéoles, parfois avec des inclusions de hornblende.

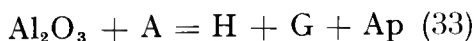
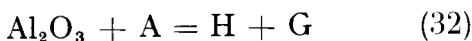
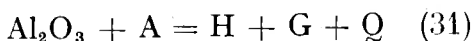
Dans la tonalite 186, le grenat idiomorphe s'isole dans les plages de feldspath. Les ferromagnésiens, hypersthène et biotite ne décèlent aucune relation avec le grossulaire.

b. — *Les équilibres physico-chimiques.*

Ainsi les phases qui semblent avoir participé aux paragenèses à grenat sont : le quartz, l'augite, la hornblende, le grossulaire dont les constituants fondamentaux sont :



La position des phases dans le domaine des concentrations montre que la formation de grenat, hornblende, quartz par décomposition de l'augite n'est pas possible sans intervention d'alumine, même dans le cas le plus favorable d'une hornblende peu alumineuse. Par contre, avec apport d'alumine, les équilibres suivants sont réalisables :



Par déplacement de ces équilibres vers la droite on obtient les associations divariantes stables :



qui sont bien les associations rencontrées.

Ainsi, les paragenèses à grenat sont tributaires d'un apport d'alumine. Cet apport ne peut venir du plagioclase qui ne montre jamais de décomposition. Nous pensons plutôt qu'il s'agit d'un apport magmatique.

D'ailleurs, le grenat est fixé dans les tonalites, roche dont la phase de consolidation coïncide avec une augmentation de la teneur en alumine du magma (voir les analyses chimiques, les diagrammes de Niggli, le diagramme de basicité).

5. PARAGÉNÈSES À BIOTITE.

a. — *Les associations minérales observées.*

Dans les gabbros et tonalites à pyroxène, la biotite compose des cristallisations particulières en bordure de la hornblende, avec la zoïsite ou l'épidote. Ces dernières cristallisent entre les clivages de la biotite en fuseaux allongés plus ou moins larges (60-79-80-111-112-104-136-186-216-220).

Fréquemment la biotite a cristallisé en marge de l'amphibole ou du pyroxène. De fines plages, parfois très découpées, de quartz, s'insinuent entre les lamelles ou les clivages de la biotite (26-71-84-87-88-118-119-125-136-177-192-172-195-203-209-212-216).

La même association biotite-quartz se développe parfois autour de grains de magnétite (65-88-124).

La biotite apparaît incidemment dépourvue de quartz, au contact de hornblende, de pyroxène ou de magnétite (20-121-141-149-169-171).

Parfois, les lamelles de biotite se prolongent par des linéoles phylliteuses rejoignant d'autres lamelles, le long desquelles le quartz est généralement à grain fin (136). Lorsque la biotite existe dans des roches aphyroxéniques, elle conserve parfois ces associations caractéristiques avec le quartz. Ainsi, dans l'échantillon (65), la biotite se présente en lamelles déchiquetées sur les bords avec, en bordure, une fine cristallisation de quartz le long des clivages. La magnétite y constitue des inclusions.

Ailleurs, elle se présente en lamelles dépourvues de quartz (173-204-205), souvent cristallisée autour de grains de magnétite. Ailleurs encore, elle montre des interpénétrations d'épidote (100).

Le plus souvent, la biotite fortement chloritisée, confère aux roches le caractère de véritables tonalites à chlorite.

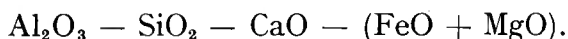
Les tonalites micacées sont généralement très répandues. Au contraire, les gabbros avec biotite sont rares. Généralement, les massifs gabbroïques isolés dans la tonalite micacée, sont dépourvus de biotite.

Les tonalites sans mica sont assez disséminées ; le tracé d'une configuration exacte est exclu.

Il est à remarquer que les pointements granitiques sont toujours localisés dans les tonalites micacées et que les tonalites en bordure du grand massif granitique de la Luba sont toutes à biotite.

b. — *Les équilibres physico-chimiques.*

Les phases en présence dans les paragenèses à biotite sont donc la biotite, la hornblende, la zoïsite, l'hypersthène avec constituants fondamentaux :



Négligeons momentanément la potasse intervenant dans la constitution des biotites, résultant d'un phénomène d'apport magmatique.

Formation de biotite par décomposition de la hornblende.

La position des phases dans le domaine des concentrations décèle l'impossibilité de la décomposition de la hornblende en zoïsite et biotite, sans apport d'alumine. Avec apport d'alumine, l'équilibre suivant s'établit :



Ces 4 phases pouvant se trouver dans un domaine

ternaire. Par déplacement vers la droite, il conduit à l'association si commune :



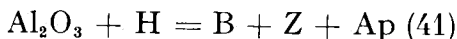
S'il se forme une zoïsite plus calcique, du quartz peut apparaître selon l'équilibre :



donnant l'association stable :



La loi des phases permet encore d'envisager la possibilité d'existence de l'équilibre :

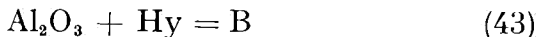


menant à l'association divariante stable :



Formation de biotite par décomposition d'hypersthène.

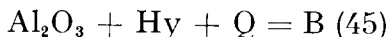
Dans le cas d'une hypersthène peu ferromagnésienne l'équilibre suivant peut s'établir, avec les 3 points $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{B} - \text{Hy}$ en ligne droite :



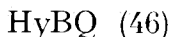
ceci conduit à l'association :



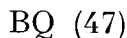
Cette association a été identifiée dans certaines roches mais plus généralement, du quartz apparaît. La présence de quartz est liée à une teneur en $(\text{FeO} + \text{MgO})$ plus élevée dans l'hypersthène. Dans ce cas, en effet, l'équilibre suivant s'établit :



conduisant à l'association divariante stable :



ou



3. — Phénomènes d'apport dans les différentes paragenèses.

1. NATURE DE L'APPORT MAGMATIQUE DANS LES DIFFÉRENTES PARAGENÈSES.

Paragenèses à hornblende.

Nous avons souligné que les paragenèses à hornblende sont indépendantes d'apport d'alumine, tout en simplifiant cependant la représentation graphique en n'admettant que 5 constituants fondamentaux. En réalité interviennent encore : Fe_2O_3 — Na_2O — K_2O . Or les teneurs en alcalis des hornblendes ne sont pas négligeables et ni l'hypersthène, ni l'augite ne réalisent des teneurs en alcalis suffisantes pour satisfaire la cristallisation des hornblendes. Ces alcalis Na_2O et K_2O sont donc des éléments d'apport magmatique. L'apport de soude en particulier est important dans les paragenèses à hornblende sodique.

Paragenèses à sphène.

Ici, l'augite titanifère apparaît également être sodique et il semble que les teneurs en alcalis puissent satisfaire aux paragenèses à hornblende et sphène.

Paragenèses à grossulaire.

Outre l'apport d'alumine qui a été mis en évidence la formation de hornblende à partir d'augite exige un apport de K_2O et Na_2O .

Paragenèses à biotite.

Nous avons fait apparaître la nécessité d'un apport d' Al_2O_3 . Mais la teneur en K_2O des biotites s'avère trop élevée pour qu'on puisse penser à la faire dériver uniquement de la hornblende. Par contre, les teneurs en Na_2O

des hornblendes suffisent à la constitution des biotites. La biotite et la zoïsite dues à la décomposition de hornblende, représentent en outre des minéraux hydratés et un apport de H_2O doit contribuer à leur genèse. Dans la formation de biotite à partir d'hypersthène, l'apport de SiO_2 peut provenir de la roche elle-même qui est sur-saturée.

2. CLASSIFICATION DES PARAGÉNÈSES SELON LA NATURE DE L'APPORT.

Nous classons les différentes paragenèses suivant la nature de l'apport magmatique :

<i>Paragenèses.</i>	<i>Apport.</i>
Hornblende commune	Na_2O et K_2O
Hornblende sodique	Na_2O surtout et K_2O en quantité moindre
Sphène	Nul
Grossulaire	Al_2O_3 surtout et K_2O , Na_2O en moindre importance
Biotite	Al_2O_3 — K_2O — H_2O (SiO_2 ?).

3. CONFORMITÉ DE L'APPORT AVEC LA NATURE PHYSICO-CHIMIQUE DU MAGMA.

Après la mise en évidence des apports dans les différentes paragenèses, une question se pose : la nature physico-chimique du magma au cours de sa différenciation permet-elle effectivement de réaliser de tels apports ?

Pour ce faire, nous allons placer les roches qui furent le siège de ce métamorphisme dans leur phase de cristallisation en nous aidant du diagramme de basicité.

Conformément au diagramme géochimique les phases de cristallisation correspondantes sont renseignées dans le tableau ci-après :

<i>Paragenèses</i>	<i>Apport.</i>	<i>Phase de consolidation de la roche</i>	<i>Nature chimique de la phase cristallisante. (éléments prépondérants)</i>
Hornblende commune	$\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$	épimigmatique	$\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}$
Hornblende sodique	$\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$	épimigmatique-pegmatitique	$\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$
Sphène	Nul	début pegmatitique	$\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$
Grenat	$\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$	épimigmatique-pegmatitique	$\text{FeO}-\text{MgO}-\text{CaO}-\text{SiO}_2$
Biotite	$\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$	milieu et fin pegmatitique pegmatoïde	$\text{CaO}-\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}$ $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$

Le stade épimigmatique correspond à la phase de cristallisation des gabbros, le stade pegmatique à celle des tonalites et des anorthosites quartzieuses, le stade pegmatoïde à celle du granite. La nature chimique de la fraction du magma nous est donnée par les courbes de Niggli et les analyses chimiques (voir p. n° 59).

L'examen de ce tableau appelle quelques remarques. Ainsi, les paragenèses à hornblende ont été réalisées dans des roches consolidées au stade épimigmatique à la faveur d'un apport de Na_2O . C'est précisément à la fraction cristallisée du magma au stade pegmatique ultérieur que correspondent les plus hautes teneurs en Na_2O .

De même, les paragenèses à biotite, réalisées dans des roches consolidées au stade pegmatitique dépendent d'un apport de Al_2O_3 et K_2O . C'est précisément dans la fraction du magma consolidé au stade pegmatoïde ultérieur que les teneurs en Al_2O_3 et K_2O prédominent.

Ainsi, le métamorphisme responsable des modifications minéralogiques de ces roches magmatiques solidifiées ou en voie de consolidation, a été réalisé à la faveur

des solutions résiduelles découlant de la consolidation de ces mêmes roches. C'est la définition même de l'autométamorphisme. Ainsi s'explique également, la proximité des roches à hornblende sodique et à augite ferrifère et l'extension géographique des roches à biotite presque totalement confinées dans les tonalites.

L'autométamorphisme se développe en outre dans des roches consolidées à grande profondeur, ainsi que nous l'avions déjà mis en évidence en étudiant la différenciation magmatique et en observant la haute cristallisation des roches. L'autométamorphisme confirme cette manière de voir.

4. LA PART DU MÉTAMORPHISME DANS L'ÉVOLUTION DES ROCHES MAGMATIQUES.

La formation de hornblende.

La formation de hornblende aux dépens des pyroxènes ne peut se réaliser sans apport de soude et de potasse ou de soude, de potasse et d'alumine, ainsi qu'il a été dit précédemment.

Dans maintes roches l'épigénie des pyroxènes se dessine nettement, mais dans les roches à hornblende seule il est difficile de dire si toutes les hornblendes sont le résultat de la transformation de pyroxènes préexistants ou des minéraux originels issus de solutions normalement plus alumineuses, sodiques et potassiques.

La nature même des apports dans la transformation pyroxène hornblende, cadre d'ailleurs bien avec ces solutions magmatiques résiduelles ; nous avons déjà noté le fait.

Vraisemblablement dans le processus de différenciation continue, la formation de hornblende a succédé immédiatement à l'épigénie des pyroxènes et une partie au moins des hornblendes dérive de la cristallisation du magma.

Formation de biotite.

Dans le cas de la biotite, le phénomène est plus net. Dans certaines associations, la biotite prend naissance par décomposition de la hornblende, la chaux libérée provoque la formation d'épidote, les oxydes de fer et de magnésie entrent dans la composition de la biotite. Cette transformation exige un apport de Al_2O_3 et K_2O .

Mais par ailleurs, la biotite a pris exclusivement naissance à la fin de la consolidation des tonalites sans décomposition des minéraux préexistants.

Certaines associations biotite-épidote peuvent provenir de la décomposition de hornblende mais ailleurs la biotite apparaît comme minéral originel cristallisée à la faveur de solutions plus potassiques et plus alumineuses.

Formation de sphène.

Nous avons décrit des associations minérales qui trahissent à l'évidence la genèse du sphène à partir d'augite ferrifère, genèse liée à la composition même de l'augite ferrifère peu alumineuse.

Cependant, dans la roche 151, le sphène a cristallisé dans l'augite ferrifère. Mais nulle présence de minéraux alumineux tels que hornblende ou épidote qui apparaîtraient s'il y avait eu décomposition de l'augite.

D'autre part, le sphène de cette roche a un angle de 26° alors que dans les roches à paragenèses ce même angle est de 36° . Ici encore, il est possible que ce sphène soit originel et que sa formation soit liée à une teneur relativement plus élevée du magma en soude et titane allant de pair avec une déficience en alumine.

Formation de grossulaire.

Les lames 12 et 24 montrent bien que le grenat s'est formé par désintégration de la hornblende ou de l'augite.

Le grenat peut réaliser ses formes propres sans montrer cette association caractéristique (lame 13) ; ici son existence prévaut vraisemblablement grâce à la teneur plus élevée en alumine du magma.

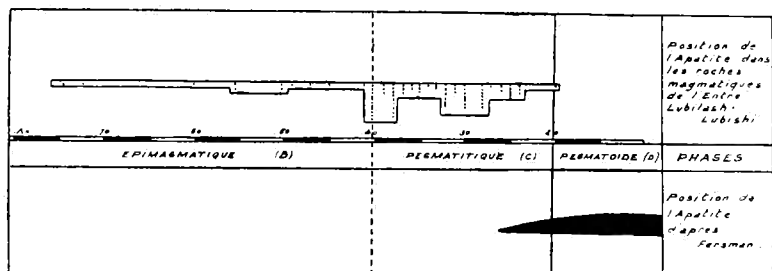


FIG. 11.

Conclusions.

Comme on le voit, les phénomènes connexes de la genèse des minéraux sont propres à la cristallisation du magma et à un autométamorphisme où l'apport répond au processus normal de la différenciation magmatique.

50 L'OCCURENCE ABERRANTE DE L'APATITE DANS LE DIAGRAMME GÉOCHIMIQUE.

Si nous traçons le diagramme de fréquence de l'apatite dans le diagramme de basicité, nous voyons dans l'intervalle An 28-An 40 un maximum. L'apatite se placerait ainsi dans la phase pegmatitique de différenciation contrairement aux indications du diagramme de Fersman (voir Fig. 11).

L'étude des équilibres physico-chimique indique que l'apatite est un minéral de néoformation présent dans les équilibres s'établissant lors des paragenèses à hornblende, à grenat ou à biotite dans des roches consolidées depuis la phase épimagmatique jusqu'à la fin du stade pegmatitique. L'apatite est un minéral d'autométamorphisme ; sa position dans le diagramme géochimique

n'est donc pas la conséquence directe de la différenciation magmatique et ce n'est pas un minéral typomorphe proprement dit. La validité du diagramme géochimique reste entière.

6. CONCLUSIONS.

La loi des phases appliquée dans le cadre des séquences minéralogiques observées, permet d'établir correctement les équilibres conduisant à ces associations minéralogiques. Elle permet également de prévoir d'autres associations et dans le cas des paragenèses à sphène par exemple, de déterminer le sens du déplacement de l'équilibre.

Elle met en évidence un phénomène d'apport magmatique d'alumine, de potasse, de soude et d'eau selon un processus conforme à la différenciation magmatique. Plus spécialement elle établit l'existence d'un autométamorphisme.

Elle explique l'aberrance apparente de la position de l'apatite dans le diagramme géochimique et contribue ainsi à affirmer la validité de ce diagramme. Elle confirme ainsi indirectement la validité du diagramme de basicité. Elle permet d'établir une liste de minéraux de néoformation à hornblende, biotite, épidote, zoïsité, sphène, apatite, grenat.

Dans son étude sur l'extension occidentale du massif basique dans le Kasai, J. THOREAU [42] retient ces mêmes minéraux comme étant issus d'un processus de métamorphisme. Malgré la diversité des minéraux et la complexité de leur constitution, la loi des phases s'est avérée être un outil précieux dans l'étude de ces roches. Il nous a paru utile d'en faire un chapitre spécial dans le cadre de ce travail.

III. — Phénomènes découlant de tensions.

1. — Les faits.

Plusieurs textures témoignent de l'existence de tensions pendant ou après la consolidation des roches magmatiques.

1^o LES TEXTURES CATACLASTIQUES.

Dans beaucoup de tonalites décrites, on note l'existence de textures cataclastiques soulignées par la torsion des macles des plagioclases, l'émiettement des plages quartzeuses, les extinctions onduleuses, les macles de pression.

Les bandes claires tonalitiques au contact des massifs gabbroïques sont parfois intensément plissotées.

Dans les veinules tonalitiques isolées dans les gabbros, il apparaît en lame mince que ces veinules, au contact du gabbro, offrent des textures cataclastiques bien développées allant jusqu'à l'émiettement complet des grandes plages quartzeuses. Généralement, celles-ci sont à extinction onduleuse et, à un degré plus élevé des efforts, les cristaux sont brisés en bordure (56 — 73 — 81 — 97 — 197 — 199 — 211).

Au contact des veinules, les plagioclases présentent souvent leurs macles polysynthétiques ployées ou brisées et des macles de pression. Certains cristaux de plagioclases sont brisés et leurs débris isolés dans le quartz (56 — 73 — 81 — 199 — 204). Ailleurs encore, la veinule tonalitique est véritablement pulvérisée et, au microscope, la texture en mortier est typique.

L'une des plus belles textures est réalisée dans le gabbro (203) par une veinule tonalitique composée des minéraux suivants :

M. B.	M. C.	M. A.	Remarques
Quartz	Hypersthène	Pyrite	Augite en grandes plages découpées parfois bordées de hornblende-hypersthène moins fréquente et granulée.
Oligoclase An 25	Augite		

Lorsqu'on examine cette veinule tonalitique du centre vers l'éponte gabbroïque, on voit les plages quartzeuses allongées, infléchies, à extinction onduleuse nette, d'abord entières, mais émiettées en bordure. L'oligoclase se présente parfois avec ses clivages ployés ou brisés.

Au contact de l'éponte, texture en mortier nette : cristaux de plagioclase entiers mais séricitisés et à extinction onduleuse avec parfois des macles de pression ; quartz littéralement pulvérisé : entre nicols croisés, des zones entières à grain fin s'éteignent en même temps et dessinent des espèces de filonnets ployés, plissés, à allure fluidale. Lorsqu'on tourne la platine, d'autres zones s'éteignent successivement en formant des amygdales épousant les mêmes allures. Au contact de la tonalite, le gabbro à augite, est entièrement saussuritisé.

Nous avons vu qu'au contact du granite, la tonalite montrait elle aussi des textures cataclastiques.

Le granite acquiert parfois sur sa bordure et dans les petits gisements isolés, une texture cataclastique.

Certaines anorthosites quartzeuses à oligoclase antiperthitique (165) renferment des textures en mortier très nettes ; le quartz y constitue encore avec l'oligoclase des plages assez rares, entières, noyées dans une masse de quartz pulvérisé à grain fin.

2° LES TEXTURES DE RECRISTALLISATION.

Dans maintes tonalites, une schillérisation des cristaux de plagioclase par un minéral brun aciculaire est visible. Cette texture de recristallisation est interpré-

tée par plusieurs auteurs comme un effet des tensions ou des pressions [15].

Le granite contient souvent, en bordure des cristaux d'orthose ou de plagioclase, des bourgeons de myrmékite. Il s'agit encore d'une texture de réaction influencée par des pressions ou tensions [15] [38] [12].

La saussuritisation des plagioclases dans les tonalites à sphène et dans le granite est un phénomène dont la cause est souvent recherchée dans l'existence des pressions dirigées (sauf dans le cas d'altération des roches) [15] [30] [38].

3° GRANULATION DES PYROXÈNES DES TONALITES.

Alors que l'hypersthène et l'augite des gabbros se présentent en grandes plages, ces minéraux dans les tonalites apparaissent en petites plages granulées. Cette granulation semble dériver des efforts de mise en place. C'est notamment l'avis de MICHOT dans son étude sur l'anorthosite hypersthénifère feuilletée d'Egersund où les conditions de mise en place semblent être analogues à celles étudiées ici [25].

4° FEUILLETAGE DES TONALITES.

Dans la plupart des tonalites, les minéraux prennent une orientation privilégiée. Dans une même lame mince, on note les plages quartzeuses presque toutes normales à l'axe optique et les sections de plagioclases normales à une bissectrice optique. Avec le quartz souvent en amygdales allongées, les ferromagnésiens en litages parallèles, la roche prend un aspect feuilleté des plus caractéristiques.

5° LE RUBANAGE DES TONALITES.

Nous reprendrons plus loin l'étude de ce rubanage, mais nous insistons ici sur sa direction ; elle moule les

massifs basiques. Il existe ici encore une relation entre les massifs consolidés et celui entrain de se consolider.

Les efforts de mise en place semblent donc avoir influencé le rubanage.

6° DÉVELOPPEMENT DES MINÉRAUX « STRESS » DANS LES TONALITES.

Les paragenèses minérales issues de l'autométamorphisme conduisent de minéraux « antistress » tels que augite et hypersthène, à des minéraux de plus en plus « stress » tels que les amphiboles et la biotite, conformément aux séries réactionnelles de BOWEN [1], [12], [41]. L'autométamorphisme semble donc s'être réalisé à la faveur de tensions ou pressions dirigées.

2. — L'interprétation des faits.

Les phénomènes de tensions ou de pressions se manifestent sous plusieurs aspects. Ils se sont exercés le plus souvent dans les tonalites et les anorthosites quartzeuses avec paroxysme au contact tonalite-gabbro ou tonalite-granite.

Il ne semble cependant pas que les tensions ou pressions résultent de mouvements tectoniques: aucun accident de ce genre n'a été relevé sur le terrain et les roches dont la texture cataclastique est la plus marquée ne forment pas des alignements continus.

Ces phénomènes sont plutôt l'apanage de types de roche: tonalites et anorthosites quartzeuses. En outre, les tensions semblent avoir été plus fortes lors des phénomènes de mise en place.

C'est donc dans la consolidation du magma qu'il faut rechercher l'existence de telles tensions.

C'est en effet à partir de la consolidation des tonalites, lors de la phase pegmatitique que les tensions de

vapeurs croissent rapidement. Les tensions de vapeurs exerceront tout au long de la différenciation une pression sur les parois du réservoir magmatique. La mise en place du magma se fera donc avec un effort s'exerçant sur les roches déjà consolidées ou partiellement consolidées du mur et du toit.

Ces faits supposent les roches consolidées à grande profondeur, sans possibilité de chute de pression de vapeur à la faveur de fissure dans le toit ou d'une couverture insuffisante.

Comme pour l'autométamorphisme, les phénomènes de tensions exigent pour se réaliser une mise en place en profondeur.

IV. — L'existence d'un seul magma responsable.

Il eut été plus rationnel de résoudre d'abord la question : toutes les roches du massif proviennent-elles d'un seul magma ou de deux magmas différents ; l'un basique responsable du gabbro et de la tonalite, l'autre acide, générateur du granite ?

Si nous entamons seulement ce chapitre ici, c'est que les études de la physico-chimie du magma et de l'autométamorphisme ont apporté de précieuses données à ce point de vue.

La plupart des faits témoignent en faveur d'un seul magma basique. En premier lieu, la distribution typique sur le terrain des unités pétrographiques : à partir d'un batholite gabbroïque, la succession tonalite, granite, ce dernier auréolant ce puissant massif cristallin. Cette disposition cadre bien avec la différenciation d'un seul magma basique (voir carte n° 1). Malgré la délimitation granite-tonalite assez bien marquée sur le terrain, il existe par contre de plus petits massifs granitiques isolés dans la tonalite avec contacts toujours imprécis.

Des types pétrographiques intermédiaires, les « roches rouges » renferment un plagioclase acide souvent avec des inclusions antiperthitiques.

Les tonalites de toute évidence, passent au gabbro par transition graduelle, marquée à l'échelle du terrain comme à celle des faits microscopiques.

L'ordre de succession dans la consolidation des différentes roches ignées, cadre lui aussi avec l'idée de l'évolution d'un seul magma. Les tonalites, consolidées après le gabbro grenu injectent celui-ci de leurs filonnets et de leurs veines leucocrates.

Comme preuves de l'antériorité du gabbro et de la tonalite par rapport au granite, il existe des enclaves de gabbro dans le granite de la Luba, des filonnets de granite qui lardent le gabbro près de Kasendji et une injection granitique dans la tonalite.

L'unité du magma se reflète encore dans la persistance de caractères chimiques tout au long de la différenciation magmatique.

La tendance magnésienne des gabbros et tonalites, marquée par la présence d'hypersthène, de clinoenstatite, de pigeonite, se maintient de façon de plus en plus atténuée dans les tonalites micacées et le granite où la biotite est magnésienne et même dans le greisen dont la muscovite est phengitique. La teneur en chaux relativement élevée dans les gabbros et dont l'excès se traduit par la cristallisation d'augite, de sphène, de grossulaire, d'apatite, d'épidote prolonge ses effets jusque dans le granite où la fluorine, le sphène, l'épidote marquent la présence de chaux en excès dans les solutions granitiques.

Tous ces faits viennent étayer l'hypothèse d'un seul magma responsable.

Le grand massif de roches ignées du Bushveld Complex au Transvaal, offre beaucoup d'analogie avec le massif de l'Entre Lubilash-Lubishi et montre lui aussi une série de roches ignées allant des norites au granite.

Elles sont interprétées comme les manifestations successives d'un seul magma gabbroïque [14].

V. — Le zonage des tonalites.

Le zonage des tonalites est un phénomène pour l'interprétation duquel plusieurs théories ont été proposées.

Certains comme HARKER dans l'interprétation du zonage gabbroïque des îles écossaises Skye et Rum, proposent une différenciation en profondeur suivie d'une expulsion et d'une cristallisation à un niveau supérieur.

USSING, dans son étude sur l'intrusion d'Illimausak, fait intervenir la cristallisation fractionnée et la séparation gravifique pour expliquer le zonage.

BOWEN, dans le zonage du lopolithe de Duluth, voit un effet du caractère subsidentiel récurrent de la masse magmatique.

WANDKE interprète le zonage du gabbro du cap Ned-dick comme un effet d'un départ pulsatoire des éléments volatils des solutions résiduelles.

WAGNER, retenait deux conditions dans la genèse du zonage du massif noritique du Bushveld Complex. La première est la cristallisation fractionnée allant de pair avec une séparation gravifique. La seconde, une montée récurrente du magma due à une subsidence spasmodique du socle. DALY ajoute que de tels zonages peuvent se former au contact de xénolithes isolés dans le magma [6].

Cet auteur retient aussi la convection thermique qui doit être considérable dans de telles masses en fusion et les effets de la cristallisation.

Il fait remarquer en outre, que la difficulté de l'interprétation a trait surtout dans l'explication de la répétition du processus qui doit être réalisé pour chaque bande distincte. Or ce zonage est composé de la répétition de milliers de bandes successives.

Comme on le voit par le nombre d'interprétations différentes, le phénomène est encore bien obscur et les facteurs que l'on fait intervenir dans l'explication des faits sont très divers.

Devant la compétence des pétrographes qui se sont penchés sur le problème, il serait vain de notre part de vouloir en donner une interprétation définitive. Nous préférons retenir les faits et les grouper en une synthèse dont la part théorique sera purement hypothétique sans avoir la prétention de l'ériger en principe immuable et général.

Nous avons montré que le zonage des tonalites est un phénomène datant de l'époque de la cristallisation même de ces roches. Ce litage ne représente pas une injection lit par lit dans un gabbro primitivement feuilleté, auquel cas on expliquerait mal que le zonage soit uniquement l'apanage des tonalites à l'exclusion des gabbros et que le zonage se parallélise aux massifs gabbroïques préexistants. D'autre part, le gabbro ne montre presque jamais de texture feuilletée. De plus, cette injection se faisant dans une roche consolidée et gneissifiée, elle aurait comme conséquence de séparer les deux unités pétrographiques, gabbro et tonalite, et d'apporter une solution de continuité, qui ne cadre pas avec les caractères communs de ces roches et le processus continu de différenciation dont témoignent tous les faits relevés jusqu'ici.

Lors de la cristallisation des tonalites, le magma est notablement enrichi de matières volatiles : Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , SiO_2 et appauvri en MgO , FeO et CaO . Plusieurs faits en témoignent : le diagramme chimique, les types pétrographiques et la basicité des roches, les transformations minérales : amphibolitisation des pyroxènes, ouralitisation et formation de biotite, corrosion de feldspath par le quartz, qui sont les effets d'apports de Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , SiO_2 et H_2O .

L'indice de coloration des roches, de 40 dans les gabbros, tombe à 5 ou 10 dans les tonalites.

Cette évolution chimique du magma s'accompagne d'une augmentation de la tension de vapeur. Cette tension est la conséquence de l'enrichissement du magma en matières volatiles. D'ailleurs, la cristallisation des tonalites appartient à la phase pegmatitique de la différenciation magmatique ; cela ressort du diagramme de différenciation magmatique tel qu'il est reproduit à la page 63 conformément aux séquences minéralogiques classées d'après NIGGLI [29], LINDGREN [22] ou FERSMAN [9] [43].

Bien d'autres faits viennent vérifier l'existence de ces tensions : développement des minéraux « stress », textures cataclastiques des tonalites, autométamorphisme granulation des pyroxènes, étirement des plages quartzeuses, orientation des minéraux, plissement des veines tonalitiques.

En résumé, on peut donc dire que la phase tonalitique de différenciation du magma se caractérise par des propriétés :

1) Chimiques : appauvrissement du magma en FeO , MgO et CaO ;

Enrichissement des solutions en substances plus volatiles : Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , SiO_2 , H_2O ;

2) Physiques : augmentation sensible de la tension de vapeur.

Cet état physico-chimique du magma lui confère des propriétés particulières : il devient moins visqueux et par le fait même sa capacité de pénétration dans les murs du réservoir magmatique augmente : ainsi, l'amphibolitisation des pyroxènes et la formation de biotite ont des aires d'extension relativement grandes.

La tension interne déterminera la force intrusive des solutions : les filonnets tonalitiques dans le gabbro

montrent des textures cataclastiques, les solutions sodiques pénètrent dans le gabbro comme les solutions potassiques.

Cependant, ces propriétés iront en s'affirmant au fur et à mesure que les solutions deviennent plus riches en matières volatiles.

Ainsi au début, les solutions sodiques s'étendront dans des aires localisées et restreintes en bordure du gabbro à peine cristallisé. De même, les solutions siliceuses ne pénétreront que difficilement dans les gabbros. Par la suite, les solutions alumineuses et potassiques auront des extensions beaucoup plus grandes et la formation de biotite et d'amphibole prendra un caractère plus général, dû vraisemblablement à une réduction plus sensible de la viscosité du magma allant de pair avec une force de pénétration plus grande.

Ce sont là faits et propriétés du magma déduites de l'analyse des faits. A notre avis, le zonage des tonalites dérive de ces propriétés.

Dans le voisinage immédiat d'un massif gabbroïque qui vient de cristalliser, les solutions sont enrichies en matières volatiles. Cependant la viscosité du magma augmente encore, dans les couronnes plus extérieures. La composition y accuse des teneurs encore élevées en FeO, MgO et CaO.

Les solutions voisines du massif gabbroïque vont cristalliser pour donner une tonalite tandis que la pression de vapeur, agissant normalement au mur du gabbro, va orienter cette tonalite en voie de cristallisation et la mouler sur le massif. Aux endroits de moindre résistance, la phase visqueuse pénétrera plus ou moins dans le mur, dessinant ce plissement caractéristique en certains endroits.

La phase liquide se sépare et va se mêler au magma résiduel.

La phase liquide voisine est encore très riche en MgO

et FeO avec des teneurs en K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , résultat de la cristallisation des tonalites, encore faibles. La température diminuant, ce magma va cristalliser et donner une phase solide riche en ferromagnésiens où le quartz est en faible proportion. Les solutions résiduelles individualisées, plus volatiles, localement enrichies en SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , ont une tension de vapeur plus élevée, laquelle agit sur la phase solide qui vient de cristalliser et la moule sur son socle, et ainsi de suite. Continuellement le phénomène se répète et avec chaque alternance des bandes successives, se produit cette alternance dans les propriétés physico-chimiques du magma. Cependant, graduellement, insensiblement, le magma s'appauvrit en FeO et MgO tandis que les solutions résiduelles s'enrichissent en K_2O et Al_2O_3 . Il arrivera un moment où le caractère alumino-potassique sera prédominant, et les teneurs en FeO et MgO négligeables. En même temps, la viscosité du magma diminuant fortement, la tension de vapeur et donc la force de pénétration augmente. Il s'en suit que le magma devient plus homogène ; cette alternance disparaît, les bandes devenant plus rares, et l'on passe ainsi au faciès granitique.

Cette interprétation du phénomène permet de la sorte d'expliquer le passage graduel du gabbro aux tonalites par la succession de faciès tonalitiques de plus en plus rapprochés. De même, l'existence des gabbros quartzeux dans les zones de roches hybrides peut s'expliquer.

Enfin, on peut expliquer la variabilité assez grande de la basicité du feldspath calcosodique des anorthosites quartzieuses, puisque celles-ci peuvent naître à des périodes diverses dans l'évolution des tonalites. Le mode de gisement et les contacts nets entre les bandes résultent du fait de l'existence de tension de vapeur s'exerçant normalement aux parois. Telle est l'interprétation que nous donnons du phénomène. Dans cette interprétation, le rôle des tensions de vapeur et celui de la variabilité

de composition du magma peuvent paraître exagérés. Cependant, les pétrographes s'accordent pour dire que dans cette phase de la différenciation magmatique, ces facteurs sont prédominants.

Plus spécialement, dans une note sur la tonalite de la Helle [3], où il propose une interprétation du zonage récurrent des feldspaths, F. CORIN, insiste tout particulièrement sur les propriétés des solutions pegmatitiques lorsqu'il écrit : « C'est donc lors du stade pegmatitique de la différenciation seulement que les variations de pression auraient pu avoir une influence suffisante pour provoquer des récurrences de basicité importantes et il y a une grande probabilité pour que cette explication soit valable dans le cas de la roche de la Helle, car tout y témoigne de ce que la cristallisation s'y est faite d'un milieu fortement enrichi en matières volatiles et par conséquent à un stade très avancé de la différenciation ».

Nous pourrions retenir cette phrase en matière de conclusion pour l'interprétation du zonage que nous proposons.

VI. — Les conditions de mise en place.

Toutes les roches magmatiques du massif à l'exception du basalte de Kangombwe et des dykes de gabbro ophitique se sont consolidées à grandes profondeurs.

La haute cristallinité des roches indique en effet, un magma refroidi lentement à la faveur d'une épaisse couverture de terrains.

La différenciation magmatique continue depuis le gabbro jusqu'aux filons de quartz est complète, et toutes les phases sont présentes avec les associations minérales caractéristiques. C'est l'évolution normale d'un magma consolidé sous des conditions hypoabyssales. L'automé-

tamorphisme est un phénomène de grande profondeur également. C'est une condition essentielle pour que les équilibres physicochimiques puissent se déplacer vers des associations minérales stables.

Les tensions de vapeur ont agi avec leur maximum d'effet sans chute de pression qui n'aurait pas manqué de marquer son empreinte dans la cristallisation du magma.

Ces caractères tranchent sur ceux des venues postérieures : basalte de Kangombwe et gabbro ophitique, consolidés à faible profondeur.

Il ne reste plus rien aujourd'hui de cette épaisse couverture sédimentaire attaquée par l'érosion qui a mis à nu le massif cristallin.

VII. — L'altération des roches.

Au contact de l'eau chargée de CO_2 et de l'air, les roches s'altèrent très rapidement. Les gabbros et tonalites se couvrent souvent d'une croûte noire riche en oxydes de fer et se débitent en blocs arrondis en donnant un sol d'altération rouge foncé.

Le granite subit l'altération classique en boules avec formation d'une arène granitique grossière de couleur gris rosé.

Nous avons taillé plusieurs lames dans les roches altérées et fissurées. L'étude de ces altérations fournit des indications utiles sur la mise en solution des éléments de ces roches.

1. — Formation de chlorite.

Dans la roche 73, plusieurs fines fissures teintées en vert clair par de la chlorite négative, traversent parfois des lamelles de hornblende ; elles s'élargissent alors.

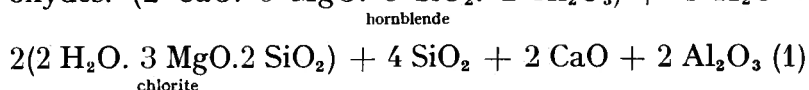
brusquement, entourent la hornblende et le développement de chlorite (pennine négative) s'étend à la hornblende entière.

Dans la lame 64, les fissures traversent la roche avec un remplissage d'épidote verdâtre clair, mais à la traversée de hornblende, de la chlorite verte (pennine négative) s'épanouit au milieu de l'épidote.

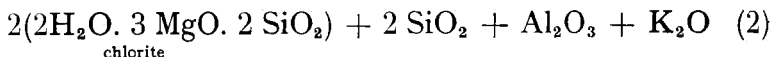
Dans la lame 4 de la chlorite se forme encore au droit des fissures à la traversée de hornblende.

La biotite passe également à une pennine négative de même que quelques lamelles d'augite.

La formation de pennine négative aux dépens de la hornblende ou de l'augite a lieu par départ de plusieurs oxydes. (2 CaO. 6 MgO. 8 SiO₂. 2 Al₂O₃) + 4 H₂O →



De même la formation de chlorite aux dépens de la biotite



se solde par un départ de SiO₂, Al₂O₃ et K₂O.

L'eau en circulation dans les fissures des roches, met donc en solution de la chaux, de l'alumine et de la potasse, soustraites aux ferromagnésiens.

2. — Formation d'épidote.

L'épidote et la zoïsite remplissent de nombreuses fissures.

Dans la roche 76, tout un réseau de celles-ci renferme de la clinozoïsite ; au passage de hornblende, la zoïsite passe à une épidote verdâtre et de la chlorite s'individualise.

Dans la roche 81, la clinozoïsite incolore des fissures passe à une épidote verte à la traversée de grains de magnétite, ce qui montre une dissolution de Fe.

Dans la roche 73, une fissure contient de l'épidote au passage dans une lamelle de hornblende.

Ailleurs, des fissures représentent des veinules d'épidote et au contact de la hornblende, il y a formation d'épidote et de biotite, cette dernière s'altérant en bordure en pennine.

La présence de clinozoïsite dans les fissures, prouve que les eaux ont dissous de la chaux, de l'alumine et de la silice. Au passage des ferromagnésiens, il y aura en plus dissolution de fer (formation d'épidote), de magnésie et de potasse (formation de biotite et de chlorite).

3. — Formation de serpentine.

Nous avons décrit un exemple typique de formation de serpentine aux dépens d'hypersthène et d'augite (voir p. 50). Dans beaucoup de roches, les pyroxènes sont plus ou moins serpentinisés de la sorte.

Cette formation de serpentine ($3 \text{ MgO} \cdot \text{H}_2\text{O} \cdot 2 \text{ SiO}_2 + a \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot b \text{ Fe}_2\text{O}_3$) aux dépens de l'augite suppose une mise en solution de la chaux du pyroxène.

4. — Altération des feldspaths.

L'altération des feldspaths calciques se traduit par une saussuritisation parfois très poussée où l'on reconnaît notamment de l'épidote et parfois de la calcite.

Les feldspaths sodiques ou potassiques donnent lieu à une séricitisation qui accentue la teinte rouge des granites et des anorthosites quartzeuses.

Conclusions.

L'altération des roches basiques, sous l'influence des eaux atmosphériques, se marque par la formation de chlorite, d'épidote, de serpentine aux dépens des ferromagnésiens.

Ces formations supposent la mise en solution de chaux, de potasse, de soude et de silice.

De plus, l'existence de fissures à remplissage de chlorite suppose également la circulation de solutions riches en FeO et MgO.

L'altération se marquera donc par un appauvrissement de la roche en $\text{CaO} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$. Ces faits ont une grande importance dans l'étude des sols d'altération de ces roches.

Dans son étude sur les sols dérivant de roches basiques, dans les régions tropicales, J. B. HARRISON a montré leurs variations de composition chimique, qui accusent un appauvrissement marqué en CaO , K_2O , Na_2O , FeO , MgO . [16]

Il n'était peut-être pas inutile de montrer par quel mécanisme cette évolution chimique était amorcée.

VIII. — L'âge du complexe des roches magmatiques de l'Entre Lubilash-Lubishi.

Les seules roches sédimentaires qui recouvrent le complexe des roches magmatiques appartiennent aux formations sableuses et gréseuses du Système du Kalahari.

Un premier témoin est la butte de Kangombwe où le Kalahari forme un petit recouvrement à partir de l'altitude + 950 m.

Un second témoin est constitué par les plateaux des Mulundu qui atteignent l'altitude + 963 m.

Les grès de Kangombwe sont des grès rubanés, et des calcédonites agrégatives. Sous le microscope, les grès révèlent un grain fin où le quartz est noyé dans un fond très sériciteux et parfois calcédonieux. Ailleurs, la roche est formée presque complètement d'opale teintée par un pigment brunâtre d'où se détachent des grains de quartz arrondis et des plages de calcédoine finement agrégative. Les roches de Kangombwe sont fossilifères. On y a découvert notamment des fragments de tiges de Chara. [18]

Près du village Buya, dans la vallée de la Mutuy, non loin de la confluence Lubishi-Lubilash à 52 km au nord, de Kaniama, nous avons observé le conglomérat base Bushimaie surmonté de grès grossier, reposant sur le massif granitique. L'absence de métamorphisme et la présence de galets de granite dans ce conglomérat lui assigne un âge postérieur au massif cristallin. Celui-ci est donc anté Bushimaie.

Dans le Kasai, sur le prolongement occidental du massif gabbroïque, THOREAU a signalé l'existence de gneiss et micaschistes formant la couverture du massif de roches ignées. [42]

Comme on le voit, trop peu de données permettent de dater d'une manière précise l'âge de la consolidation de ce massif.

On peut penser qu'il s'agit du massif cristallin formant le Complexe de Base. Ces roches ont en effet des analogies avec les roches basiques de la région de Baudouinville. Ici, comme là, gabbros, tonalites et granite alaskitique existent. Les roches basiques sont souvent à hypersthène et augite [10] [11] [17].

L'augite titanifère y est également présente. Le passage des gabbros et tonalites aux amphibolites a été également signalé [10].

Dans la coupe Baudouinville-Moba, j'ai observé également des anorthosites quartzeuses, des gabbros à texture ophitique, un granite alaskitique qui recoupait la tonalite.

Nous signalons cette analogie sans cependant y accorder trop d'importance.

L'âge du massif de l'Entre Lubilash-Lubishi doit être résolu par l'étude des contacts du massif lui-même.

D. — CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE

Le massif cristallin de l'Entre Lubilash-Lubishi s'est consolidé vraisemblablement à l'époque très lointaine du Complexe de Base, formation la plus ancienne actuellement reconnue parmi les dépôts du centre Africain.

Ce massif n'est qu'une partie d'un puissant batholite qui affleure sur plus de 260 km du N. au S. et sur plus de 260 km d'E. en O.

Le batholite est issu d'un seul magma basique à caractère calco-ferro-magnésien très marqué.

Se consolidant à grande profondeur, se refroidissant lentement, il a engendré par une différenciation magmatique continue et complète toute une série de roches depuis les gabbros jusqu'aux filons de quartz en passant par des gabbros quartzeux, des tonalites, des anorthosites quartzieuses, des granites et des greisen.

La succession dans l'ordre des consolidations se reflète dans la distribution des unités pétrographiques sur le terrain où l'on passe des gabbros aux tonalites, elles-mêmes suivies par une large ceinture granitique.

A la suite de cette différenciation continue, les solutions magmatiques résiduelles agissant sur la fraction consolidée ou en voie de consolidation ont rompu les équilibres minéralogiques existants et les ont déplacés vers des associations minérales stables engendrant ainsi un auto-métamorphisme des plus nets.

C'est ainsi que les pyroxènes se sont transformés en amphiboles et les amphiboles en biotite et zoïsite. Selon la nature de l'apport magmatique d'autres minéraux apparaissent : tels le grossulaire, le sphène, l'amphibole sodique.

Les tensions de vapeurs agissant sur les parois du réservoir magmatique et évoluant avec la différenciation vont créer des efforts de mise en place. Ce sont ces tensions qui vont donner naissance à des textures particulières : textures cataclastiques, feuilletées, en mortier. Elles seront responsables du rubanage des tonalites, du plissement des veinules d'anorthosite quartzeuse et de la granulation des ferromagnésiens.

Le magma évoluant selon les lois de la différenciation verra sa nature chimique changer au cours des phases. Très riche en CaO, FeO, MgO il deviendra par la suite plus siliceux, alumino-sodique puis alumino potassique pour aboutir aux solutions résiduelles ultimes très siliceuses.

Cependant, le caractère calco-magnésien bien que d'une manière de plus en plus atténuée laissera toujours une empreinte d'un bout à l'autre de la différenciation. La tendance magnésienne marquée par la présence d'hypersthène, de pigeonite, d'enstatite dans les gabbros et tonalites, se prolongera dans le granite à biotite magnésienne et dans le greisen à muscovite phengitique.

La tendance calcique des gabbros soulignée par le plagioclase basique, l'augite, la hornblende, l'apatite se maintiendra dans les minéraux de néoformation des tonalites : zoïsite, épidote, grossulaire, sphène, apatite et dans le granite où les minéraux accessoires : épidote, grossulaire, fluorine, apatite soulignent la présence de chaux en excès.

Parmi toutes les roches magmatiques, les anorthosites quartzeuses sont susceptibles d'un intérêt économique, c'est en effet, dans ces roches qu'on a décelé au Kasai, une minéralisation aurifère [32] [33].

Dans le district aurifère de Baudouinvillie, les filons aurifères se trouvent au voisinage immédiat d'anorthosites quartzeuses.

Après la grande activité magmatique qui a conduit à

la consolidation de ce puissant massif, les derniers foyers ont manifesté des activités réduites et locales responsables de la consolidation des dykes gabbroïques à texture ophitique et des coulées basaltiques de Kangombwe.

Le caractère magnésien du magma se maintient nettement : les gabbros sont à pigeonite, le basalte à hypersthène. Les conditions de mise en place ont changé. Les gabbros se sont figés plus rapidement à la faveur d'une profondeur réduite. Le basalte est une roche d'épanchement. Ces dernières coulées indiquent vraisemblablement la fin de l'activité magmatique.

L'unité du magma responsable et la différenciation magmatique continue en profondeur sont donc la base génétique du complexe igné de l'Entre Lubilash-Lubishi. La diversité des roches contraste avec la continuité du processus générateur. C'est un exemple naturel des changements normaux dans la composition des solutions résiduelles si bien exprimés par NIGGLI dans sa magistrale interprétation de la différenciation magmatique lorsqu'il écrit : « C'est pourquoi de la différenciation magmatique résulte une multitude de roches ignées, mais malgré la diversité de ces dernières, certaines *séquences typiques* sont si fréquentes qu'elles constituent des associations normales. L'existence d'une telle différenciation est constamment à l'origine de cette succession de roches qui conduisent par des types intermédiaires d'un magma gabbroïque à des mélanges granitiques. Si nos hypothèses sont correctes, certaines séquences normales, correspondant à des altérations suivant des réactions nettement définies, doivent exister. Comme nous l'avons dit il sera possible d'identifier cette séquence dans les produits résiduels issus d'un complexe magmatique refroidi et différencié sous les conditions hypoabyssales » [29].

Elisabethville, 26 décembre 1951.

Bibliographie.

1. BOWEN, N. L., The Evolution of igneous Rocks (Princeton 1928).
2. CLARKE, F. W., The Data of Geochemistry. (*United States Geological Survey*, Washington, 1924).
3. CORIN, F., A propos de la note de M. P. Michot sur les plagioclases de la roche éruptive de la Helle. (*A. S. G. B. Bulletin*, Tome 54, fasc. 3, 1930-p. 92).
4. CORIN, F., Le métamorphisme. (*R. Q. Sc.*, janvier-mars-mai 1931).
5. CORIN, F., Le métamorphisme de l'Ardenne. (*A. S. G. B.*, Tome LIV, Bulletin n° 3, pp. 99-115, 1930).
6. DALY, R. A., Igneous Rocks and the Depths of the Earth (Mc Graw-Hill Book Company Inc., New-York-London, 1933).
7. DE MAGNÉE, I., Essai d'explication physico-chimique du phénomène de la répartition zonale des minerais d'origine magmatique (*A. S. G. B.*, Tome LV-Mémoire, pp. 18-35, 1931).
8. DENAEYER, E., Observations sur la distribution géographique des roches éruptives à tendance magnésienne en Afrique Centrale. (*B. S. B. G.*, Tome 48, fasc. 2, 1938, p. 474).
9. FERSMAN, A. E., Les pegmatites, leur importance scientifique et pratique. (*Académie de l'U. R. S. S.* Traduction française).
10. GROSEMANS, P., Contribution à l'étude des roches magmatiques et de la genèse des filons aurifères au Katanga. (*A. S. M. du C. S. K.*, Tome XI, 1946, p. 12).
11. GROSEMANS, P., Le district aurifère du Tanganyika. (*A. S. M. du C. S. K.*, Tome XIV, 1949, pp. 53-73, 1 fig., 4 pl).
12. GROUT, F. F., Petrography and Petrology. (M. Graw-Hill Book Company Inc., New York-London, 1932).
13. HALL A. L., Analyses of Rocks, Minerals, Ores, Coal, Soils and Waters from Southern Africa. (*Geological Survey*, Mem. 32, Pretoria 1938).
14. HALL, A. L., The Bushveld igneous Complex of the Central Transvaal. (*Geological Survey*, Mem. 28, Pretoria 1932).
15. HARKER, A., Pétrographie, Introduction à l'étude des roches au

- moyen du microscope, traduit de l'anglais par O. Chemin Paris. (Ch. Beranger édit. 1902).
16. HARRISON, J. B., The Katamorphism of igneous Rocks under humid tropical Conditions. (*Imperial Bureau of Soil Science*, London).
 17. JAMOTTE, A., Note préliminaire sur la constitution du Complexe de Base dans le district aurifère du Tanganyika au Katanga. (*B. I. R. C. B.*, 1949, Tome XX, fasc. 1, p. 240).
 18. JAMOTTE, A., Sur la présence de formations fossilifères du type Kalahari dans les régions de Baudouinville, de Mutombo-Mukulu et de Luluabourg. (*B. I. R. C. B.*, 1940, Tome X, fasc. 2).
 19. JAMOTTE, A., Carte géologique du Katanga au 1.000.000^e intégrée dans la carte géologique du Congo belge à l'échelle du 1.000.000^e par L. CAHEN et J. LEPERSONNE et présentée au Congrès Centenaire de l'A. I. Lg. Congrès Section Coloniale 1947. (Édition A. I. Lg., Liège, 1947, p. 271).
 20. JUNG, J., Technique de la platine théodolite de Federof. (Clermont-Ferrand, 1939).
 21. LINDGREN, W., Mineral Deposits. (Mc. Graw-Hill Book Company Inc., New York-London, 1933).
 22. LENK-CHEVITCH, Un diagramme plan à 4... N coordonnées pour la représentation pétrographique. (*B. S. B. G.*, Tome LIX, fasc. 3, pp. 410-424, 1950).
 23. MICHOT, P., Contribution à l'étude des symplectites. (*A. S. G. B., Bulletin*, Tome 60, fasc. 10, 1937, p. 385).
 24. MICHOT, P., La série rubanée norito-granitique du Massif anorthositique d'Egersund (Norvège). (*A. S. G. B., Bulletin*, Tome 62, fasc. 10-11, 1939, p. 532).
 25. MICHOT, P., La couronne d'anorthosite hypersténifère feuilletée et rubanée du Massif anorthositique d'Egersund (Norvège). (*A. S. G. B., Bulletin*, Tome 62, fasc. 10-11, 1939, p. 547).
 26. MICHOT, P., Perthites du stade magmatique dans une roche éruptive. (*A. S. G. B.*, Tome, LXVIII, B, 1-2-3, pp. 40-44, 1944).
 27. MIERS, H. A., Manuel pratique de Minéralogie, traduit de l'anglais par O. Chemin. (Ch. Beranger, Édit. Paris-Liège, 1906).
 28. MORTELMANS, G., Le Système de la Bushimaïe au Katanga. (*B. S. B. G.*, Tome 56, fasc. 1-2, 1947, p. 217).
 29. NIGGLI, P., Ore Deposits of magmatic Origin. Their genesis and natural Classification, translated by H. C. Boydell. (Thomas Murby, London, 1929).
 30. NIGGLI, P., La loi des phases en Minéralogie et Pétrographie. I. Géné-

ralités ; II. Applications minéralogiques de la loi des phases, traduit par P. Urbain (Herman et Cie Édité., Paris, 1938).

31. POLINARD, E., La géographie physique de la région du Lubilash, de la Bushimaïe et de la Lubi vers le 6^e parallèle Sud. (*M. I. R. C. B.*, Tome IV, fasc. 1, 1935).
32. POLINARD, E., La Plagioclasite quartzite aurifère de la Katongo (Bassin de la Lulua-Congo belge). (*B. I. R. C. B.*, Tome XV, fasc. 1, 1944).
33. POLINARD, E., La plagioclasite quartzique et les filons de pegmatite aurifère de la Katongo (Bassin de la Lulua, Congo belge). (*A. S. G., B. Bulletin*, Tome 72, fasc. 3-4-5-6, 1948-49, p. 209).
34. POLOVINKINA, J. I., Migmatization et anatexie dans le complexe granito-gneissique de Krivoï Rog (XVII^e Congrès International de Géologie, U. R. S. S., Vol. II, p. 95, 1937).
35. RAGUIN, E., Les roches granitiques. (*A. S. G. B.*, Tome 62, *Bulletin* 1938-39, p. 422).
36. RAGUIN, E., Géologie du granite. (Masson et C^{ie} Édité., Paris, 1946).
37. RAGUIN, E., Géologie des gîtes minéraux. (Masson et C^{ie}, Édité., Paris 1949).
38. RINNE, F., La science des roches, traduit par L. Bertrand, (Paris-Lausanne, 1928).
39. ROQUES, M., Les schistes cristallins de la partie Sud-Ouest du Massif Central français (*Mémoire du Service de la carte géologique de la France*, Paris, Imprimerie Nationale, 1941).
40. SEMENENKO, N. P., Les granites et pegmatites de l'Ukraine. (XVII^e Congrès International de Géologie, U. R. S. S., Vol. II, p. 125, 1937).
41. SHAND, S. J., Éruptive Rocks. (Thomas Murby, Édité., London, 1947).
42. THOREAU, J., Le massif de gabbro-norite des bassins Lulua-Bushimaïe. (*B. S. B. G.*, Tome XLIII, 1933, fasc. 3, p. 379).
43. VARLAMOFF, N., La répartition de la minéralisation d'après la clef géochimique de Fersman. (*A. S. G. B., Bulletin*, Tome 70, n^{os} 1-2-3, 1946, p. 108).
44. WINCHELL, A. N., Elements of optical Mineralogy Part. I. (New-York, John Wiley and Sons, 1946).
45. WINCHELL, A. N., *Ibidem*, Part. II.

LISTE DES ABRÉVIATIONS

<i>A.S.G.B.</i>	Annales de la Société Géologique de Belgique.
<i>B.S.B.G.</i>	Bulletin de la Société de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie.
<i>B.I.R.C.B.</i>	Bulletin de l'Institut Royal Colonial Belge.
<i>M.I.R.C.B.</i>	Mémoire de l'Institut Royal Colonial Belge.
<i>A.S.M. du C.S.K.</i>	Annales du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga.
<i>R.Q.Sc.</i>	Revue des questions scientifiques.

TABLE DES MATIÈRES

GÉNÉRALITÉS	3
INTRODUCTION	5

A. — PRÉLIMINAIRES. LA DÉTERMINATION DES MINÉRAUX.

1. La détermination des pyroxènes	7
1. Hypersthène	7
2. Les Augites	8
<i>a)</i> Augite ordinaire	8
<i>b)</i> Augite ferrière	9
<i>c)</i> Augite pigeonitique	10
3. La Clinoenstatite	12
2. La détermination des amphiboles	13
1. Hornblende sodique	13
2. Hornblende verte	13
3. Hornblende brune	14
3. La détermination du sphène	14
4. La détermination de l'allanite	15
5. La détermination de la muscovite	15
6. La détermination du grossulaire	16

B. — PARTIE DESCRIPTIVE.

I. Les unités pétrographiques	17
II. Les gabbros à texture grenue	19
1. Caractères macroscopiques et mode de gisement	19
2. Caractères pétrographiques	20
1. Gabbros à hypersthène et augite	21
2. Gabbros à hypersthène et pigeonite	22
3. Gabbros à hypersthène	22

4. Gabbros à augite	23
5. Gabbros à augite très ferrifère	23
6. Gabbros à hornblende	24
3. Conclusions	24
III. Les gabbros quartzeux	25
1. Gisement	25
2. Les caractères pétrographiques	26
1. Gabbros quartzeux à hypersthène et augite ..	26
2. Gabbros quartzeux à pigeonite	26
3. Gabbros quartzeux à augite	27
4. Gabbros quartzeux à augite très ferrifère	27
5. Gabbros quartzeux à hornblende	28
3. Conclusions	28
IV. Les tonalites	29
1. Mode de gisement	29
2. Caractères pétrographiques	32
1. Tonalites à hypersthène	32
2. Tonalites à hypersthène et augite	33
3. Tonalites à pigeonite et hypersthène	33
4. Tonalites à augite	34
5. Tonalites à augite ferrifère et titanifère	34
6. Tonalites à biotite (sans pyroxène ni amphi- boles)	35
7. Tonalites à hornblende	36
8. Tonalites à chlorite	36
3. Conclusions	37
V. Les anorthosites quartzeuses	38
1. Mode de gisement	38
2. Caractères pétrographiques	39
VI. Les roches rouges	40
1. Mode de gisement	40
2. Caractères pétrographiques	40
3. Conclusions	41
VII. Le granite	41
1. Mode de gisement	41
2. Les faciès marginaux du massif de la Luba	41

3. Les roches au contact du granite	43
4. Les faciès internes du massif de la Luba	44
5. Le granite des petits massifs isolés dans la tonalite. . .	45
6. Le granite du Mont Kitengu	46
7. Conclusions	46
VIII. Aplites et Greisen	48
1. Les aplites	48
2. Les greisen	48
IX. Analyses de roches à la platine de Shand	48
X. Les roches magmatiques de type extrusif	49
1. Mode de gisement	49
2. Caractères pétrographiques	50
1. Les sill de Kangombwe	50
2. Le dyke de Kangombwe	51
3. Le basalte en amygdales dans la tonalite de la Mumvu	51
3. Conclusions	51
XI. Les gabbros à texture ophitique	52
1. Gisement	52
2. Caractères pétrographiques	52
3. Conclusions	53

C. — PARTIE INTERPRÉTATIVE.

I. Physico-chimie du Magma	54
1. Analyses chimiques des diverses roches magmatiques	54
2. Les paramètres magmatiques	58
3. Diagramme de basicité — Diagramme géochimique	64
1. Définition et construction d'un diagramme de basicité	64
2. Succession des consolidations dans le Temps	65
3. Base du diagramme géochimique	66
4. L'évolution des propriétés physico-chimiques du magma	67
II. L'autométamorphisme	69
1. La loi des phases	69
1. Représentation graphique	69
2. La loi des phases en pétrographie	74

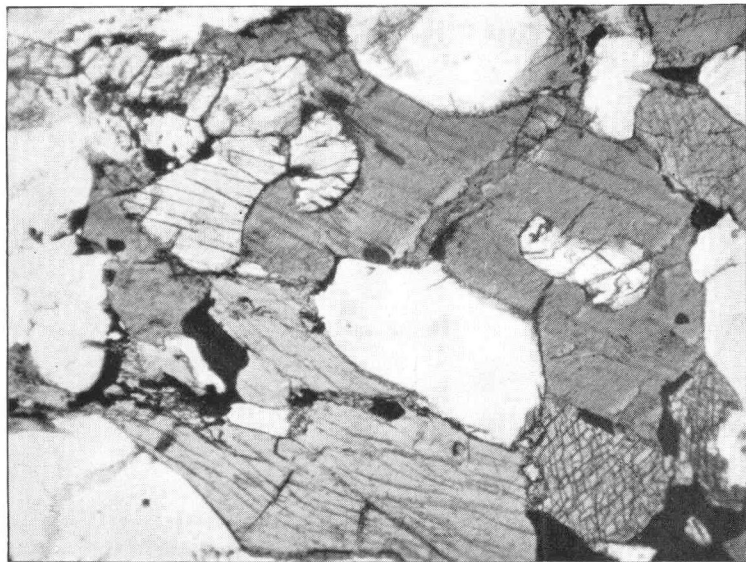
2. Études des paragenèses	77
1. Les paragenèses à sphène	77
a) Préliminaires	77
b) Les différents processus de formation du sphène	78
c) Formation de sphène, par décomposition de l'augite titanifère	79
d) Formation de sphène au contact d'ilménite dans les plages feldspathiques saussuritisées	80
e) Formation de sphène au contact d'apatite	80
f) Conclusions.....	81
2. Paragenèses à hornblende commune	81
a) Les associations minérales observées	81
b) Formation de hornblende dans des roches à hypersthène et augite	82
c) Formation de hornblende dans les roches à augite seule	83
d) Formation de hornblende dans les roches à hypersthène, apatite, quartz	84
e) Conclusions	84
3. Paragenèses à hornblende sodique	84
a) Les associations minérales observées	84
b) Interprétation des faits	86
4. Paragenèses à grossulaire	86
a) Les associations minérales	86
b) Les équilibres physico-chimiques	87
5. Paragenèses à biotite	88
a) Les associations minérales observées	88
b) Les équilibres physico-chimiques	89
Formation de biotite par décomposition de la hornblende	89
Formation de biotite par décomposition d'hypersthène	90
3. Phénomènes d'apport dans les différentes paragenèses	91
1. Nature de l'apport magmatique dans les différentes paragenèses	91
Paragenèses à hornblende	91
Paragenèses à sphène	91

DE L'ENTRE LUBILASH-LUBISHI	127
Paragenèses à grossulaire	91
Paragenèses à biotite	91
2. Classification des paragenèses selon la nature de l'apport	92
3. Conformité de l'apport avec la nature physico-chimique du magma	92
4. La part du métamorphisme dans l'évolution des roches magmatiques	94
Formation de hornblende	94
Formation de biotite	95
Formation de sphène	95
Formation de grossulaire	95
Conclusions	96
5. L'occurrence aberrante de l'apatite dans le diagramme géochimique	96
6. Conclusions	97
III. Phénomènes découlant de tensions	98
1. Les faits	98
1. Les textures cataclastiques	98
2. Les textures de recristallisation	99
3. Granulation des pyroxènes des tonalites	100
4. Feuilletage des tonalites	100
5. Le rubanage des tonalites	100
6. Développement des minéraux « stress » dans les tonalites	101
2. L'interprétation des faits	101
IV. L'existence d'un seul magma responsable	102
V. Le zonage des tonalites	104
VI. Les conditions de mise en place	109
VII. L'altération des roches	110
1. Formation de chlorite	110
2. Formation d'épidote	111
3. Formation de serpentine	112
4. Altération des feldspaths	112
Conclusions	113

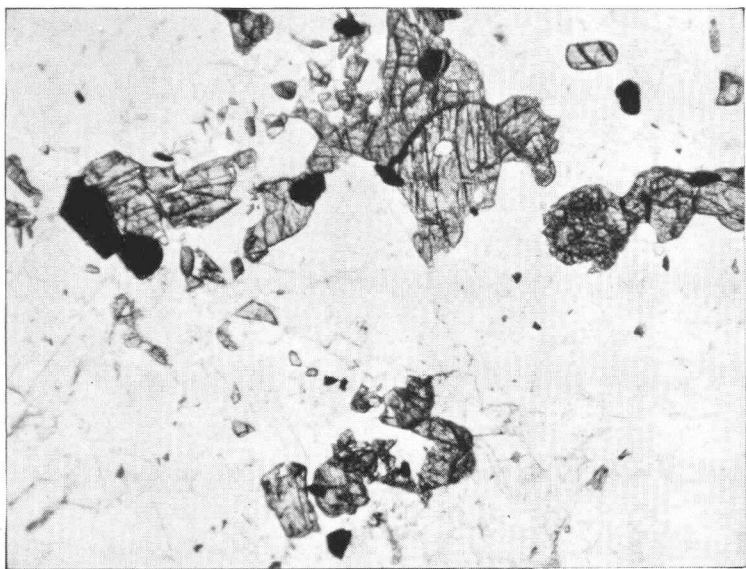
VIII. L'âge du couple des roches magmatiques de l'Entre Lubilash-Lubishi	113
--	-----

D. — CONCLUSIONS ET SYNTHÈSE.

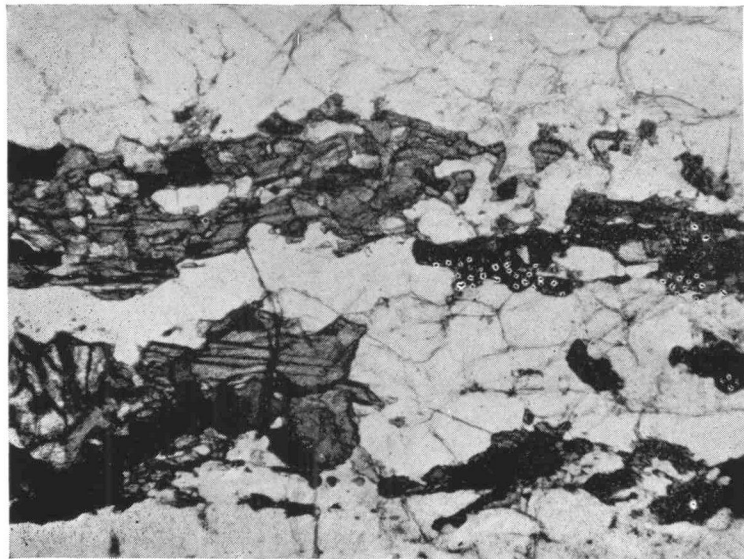
BIBLIOGRAPHIE	119
TABLE DES MATIÈRES	123



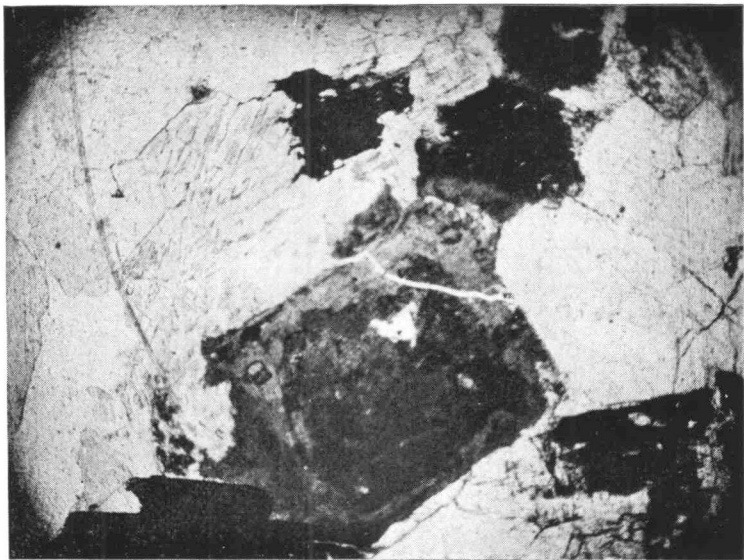
1. *Éch. 5* — Lumière verte polarisée — grossissement 50.
Texture grenue du gabbro. On reconnaît aisément les lamelles d'augite (gris clair) et de hornblende.
Vers le bas de la photo, une grande plage de hornblende a presque complètement épigénisé l'augite dont il ne reste plus qu'un lambeau au centre de l'amphibole.



2. *Éch. 209*. — Lumière verte polarisée — grossissement 50.
Texture grenue des tonalites. Petites plages arrondies et découpées d'hy-persthène et de magnétite sur un fond leucocrate à quartz et plagioclase. Remarquer la granulation du pyroxène et comparer avec la photo 1.



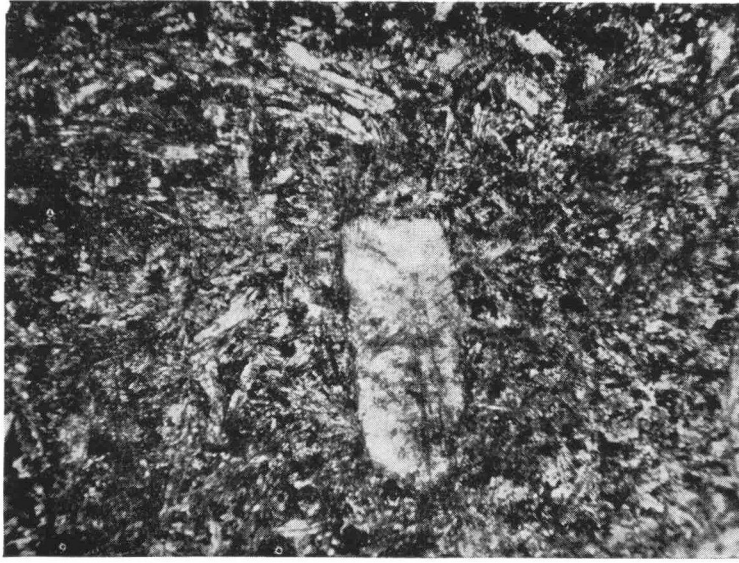
1. *Éch. 39.* — Lumière verte polarisée — grossissement 50.
Tonalite dont la texture feuilletée est marquée par les amygdales de quartz et l'orientation des lamelles de hornblende et d'hypersthène.



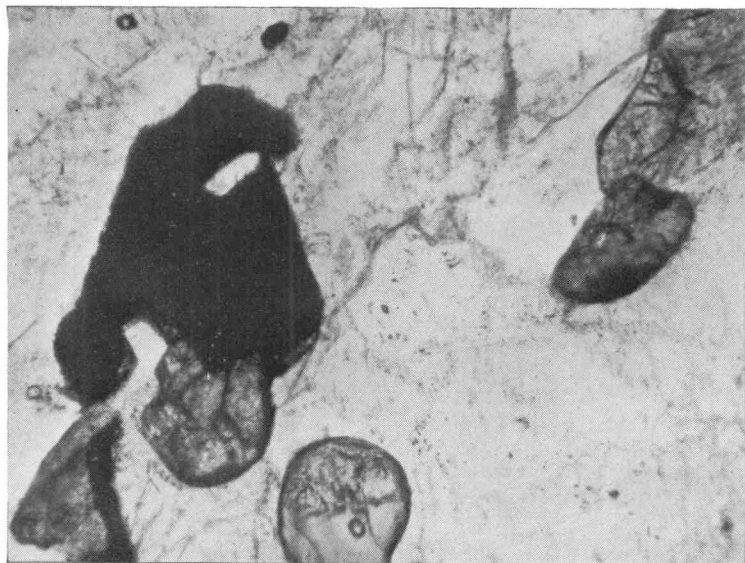
2. *Éch. 48.* — Lumière verte polarisée — grossissement 11,5.
Texture équiaxiale à grands cristaux du granite.
Cristal idiomorphe d'oligoclase entouré de plages de quartz et d'orthose.
Dans le coin N.-O. de la photo, lamelle de biotite (en noir).



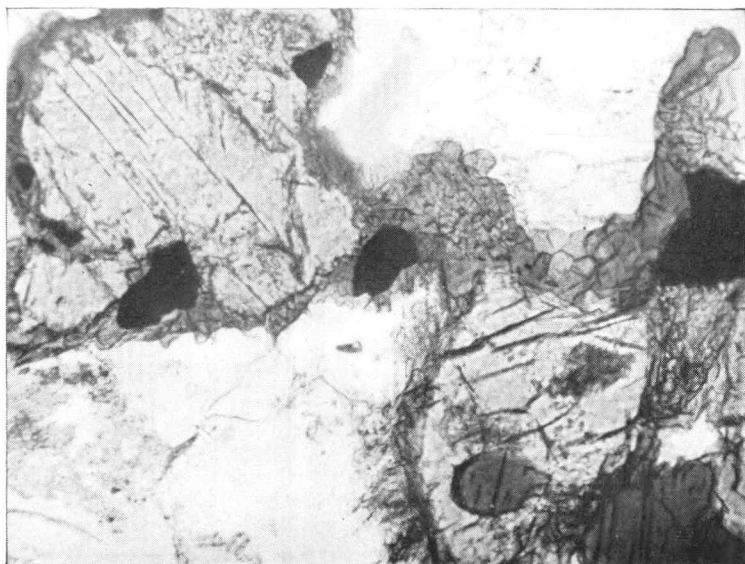
1. *Éch. 202.* — Lumière verte — nicols croisés — grossissement 38.
Gabbro à texture ophitique. Cristaux allongés de labrador, maclés albite, montrant parfois en bordure une texture micropegmatique et plages de pigeonite.



2. *Éch. 185.* — Lumière verte polarisée — grossissement 38.
Texture microcristalline, semi vitreuse, des amygdales basaltiques. Macrocristal de plagioclase dans un feutrage de fines cristallites.



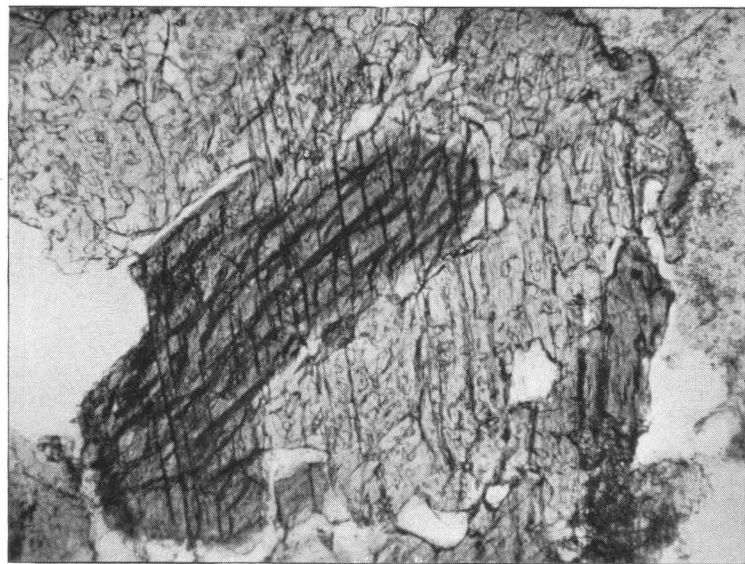
1. *Éch.* 17. — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Sphène en auréole autour d'un grain d'ilménite et en grains isolés dans les plages feldspathiques.



2. *Éch.* 148. — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Dans un gabbro : plages d'augite bordées d'un ourlet de hornblende sodique. La roche renferme en outre de la hornblende brune et de la magnétite.

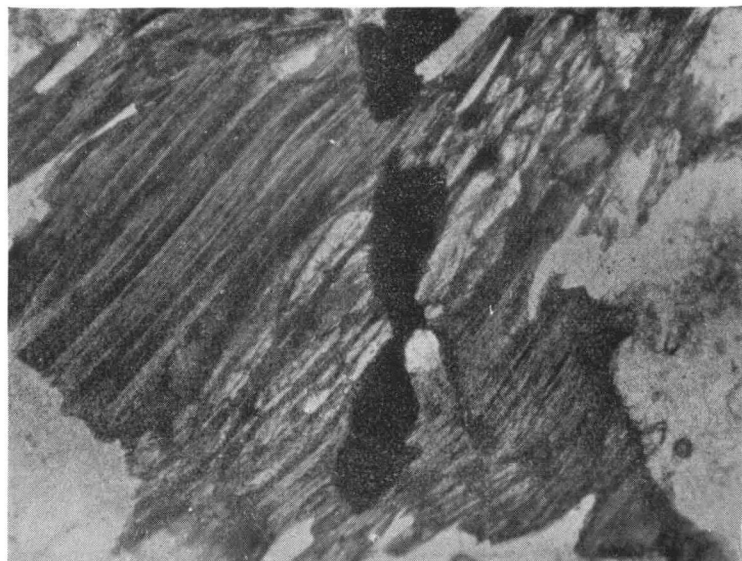


1. *Éch. 121.* — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Plages d'augite (en gris clair) partiellement épigénisées par une hornblende brune.



2. *Éch. 134.* — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Hornblende brune montrant ses clivages caractéristiques, auréolée de hornblende sodique (en gris clair). La limite entre les deux minéraux est soulignée de petits cristaux de quartz.

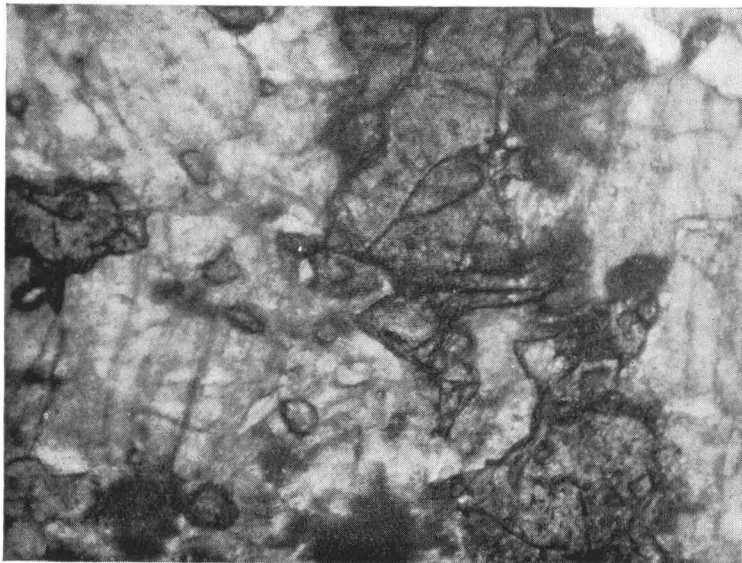
PLANCHE III



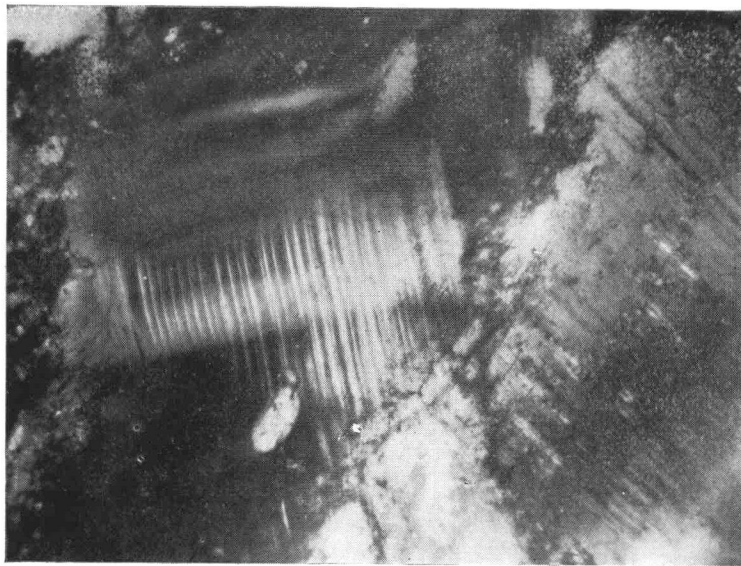
1. *Éch. 26.* — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Association biotite (gris avec clivages bien marqués) épidote (en gris clair).
Remarquer les fuseaux d'épidote allongés le long des clivages de la biotite.



2. *Éch. 212.* — Lumière verte polarisée — grossissement 125.
Cristal de biotite interpénétré de quartz en bordure d'hypersthène (en haut à gauche).

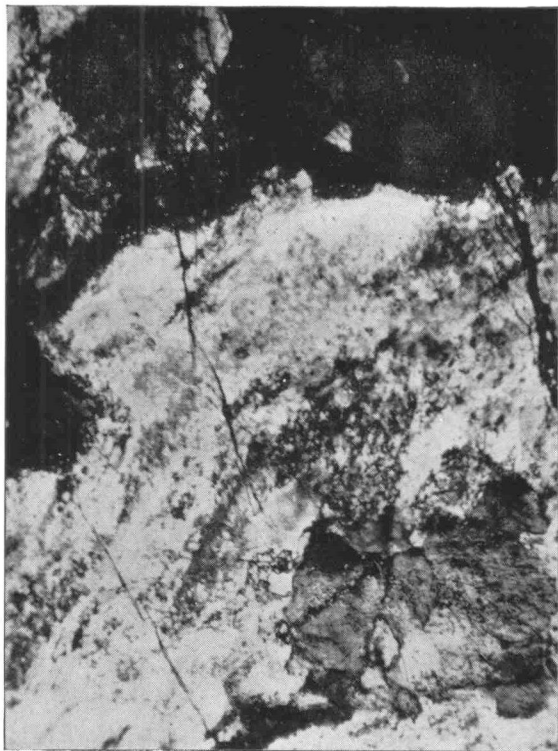


1. *Éch. 62.* — Lumière verte polarisée — grossissement 50.
Tonalite à grossulaire. Plages découpées de grossulaire et petits cristaux arrondis et fusiformes de sphène dans un fond feldspathique saussuritisé.



2. *Éch. 141.* — Lumière verte — nicols croisés — grossissement 163.
Macles floues de pression dans des cristaux d'oligoclase.

PLANCHE IV

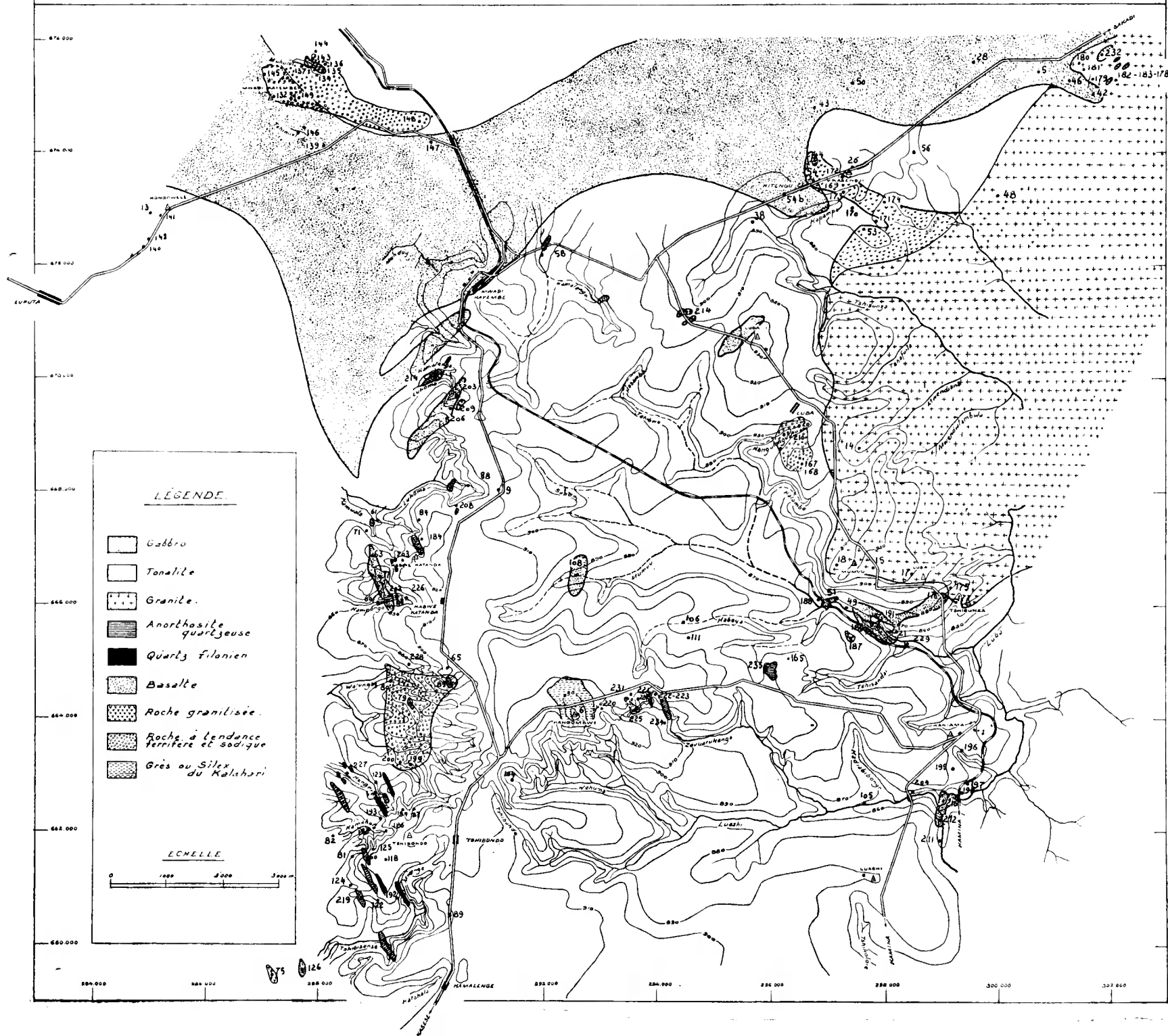


3. *Éch.* 205. — Lumière verte — nicols croisés — grossissement 38.

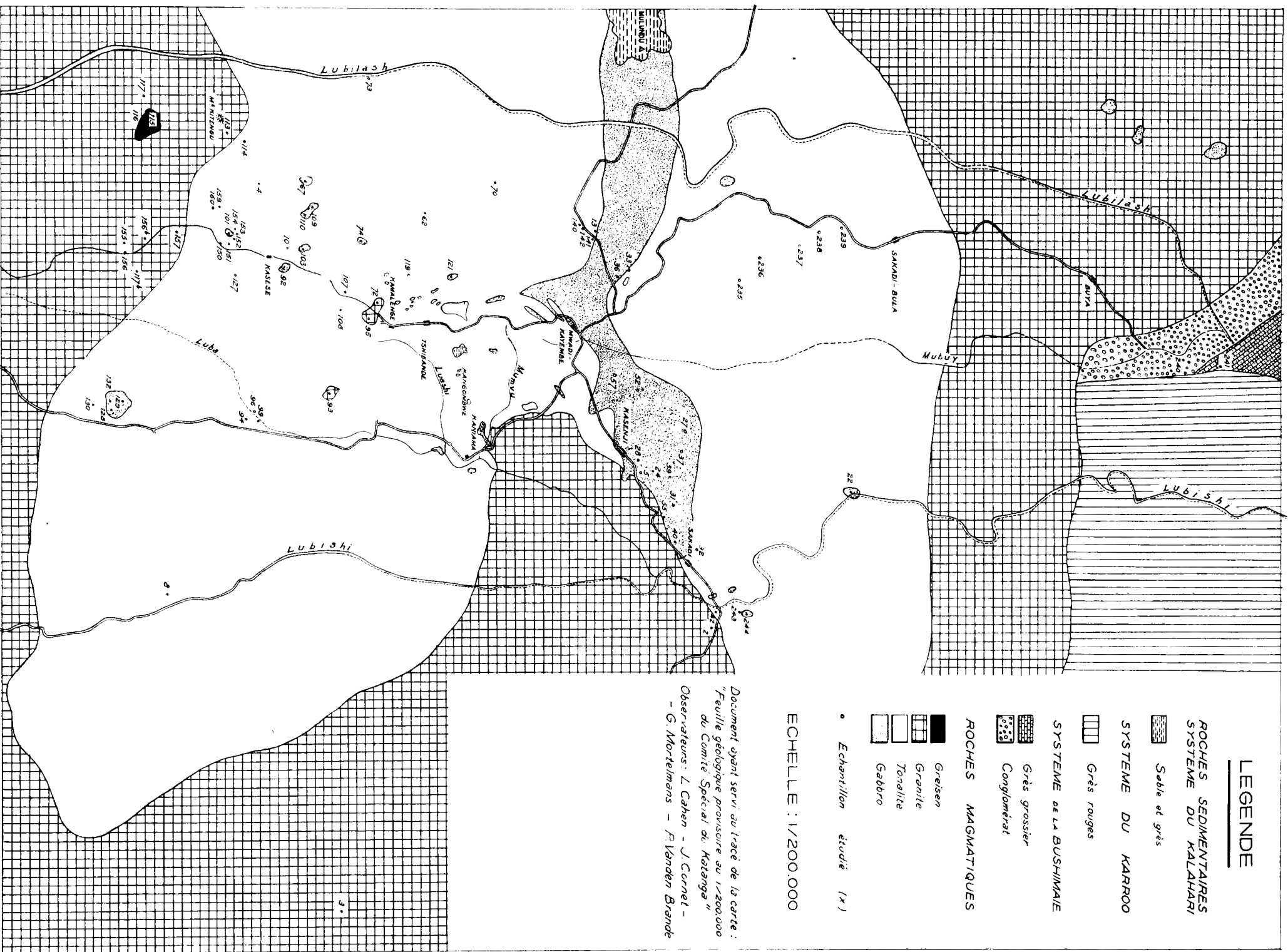
Texture en mortier dans une veinule d'anorthosite quartzeuse. La veinule est en contact avec un gabbro dont le feldspath est très saussuritisé (partie supérieure de la photo).

Au contact, la veinule est pulvérisée. Plus loin du contact, l'émiettement est moins prononcé et on reconnaît un plus grand cristal de plagioclase en gris clair dans le coin inférieur droit).

LA TERMINAISON ORIENTALE DU BATHOLITE NORITIQUE



L'ENTRE LUBILASH - LUBISHI



N. B. — Pour les besoins de la mise en page, la présente carte a été réduite à l'échelle approximative de 1 : 325.000, soit 3,08 cm pour 10 km.

