

MINÉRALOGIE, PÉTROLOGIE ET SIGNIFICATION GÉODYNAMIQUE DU COMPLEXE ALCALIN ET HYPERALCALIN DU BIEGA (KIVU - ZAIRE)¹

par

Ruananza T. LUBALA², Ali B. KAMPUNZU² & Jean-Paul CARON³

(9 figures et 8 tableaux)

RESUME.- Le massif du Biega à l'Est du Zaïre correspond à un complexe annulaire pluto-volcanique intrusif dans les métasédiments kibaroburundiens.

Il est constitué par des roches saturées à sursaturées en silice, montrant des caractères typiquement alcalins (certaines présentent une tendance hyperalcaline).

Les conditions de cristallisation de ces magmas ont été définies par comparaison aux systèmes expérimentaux et leur origine est discutée en termes de fusion directe basi-crustale ou mantellique.

Enfin, le complexe du Biega, comme l'ensemble de massifs anorogéniques analogues de la région interlacustre d'Afrique Centrale, dont l'âge panafricain a été établi, caractériseraient le changement de régime tectonique à la fin du Kibarien dans cette partie du continent.

ABSTRACT.- The Biega massif, in the Eastern part of Zaire, is a plutono-volcanic ring complex which intrudes the Kibaro-Burundian metasedimentary rocks.

It is formed by silica-saturated or oversaturated alkaline rocks (some of them with peralkaline affinities). Crystallization conditions of the corresponding magmas have been established by comparison with experimental systems. Magma origin is discussed in terms of direct melting of the lower crust or upper mantle.

Geochronological data indicate that the Biega complex and other alkaline or peralkaline complexes of the Interlacustrean area (Central Africa), have Panafrican age and might be considered to represent a change of tectonic regime which began at the end of Kibaran in this part of the continent.

I.- INTRODUCTION

Un certain nombre de complexes alcalins et hyperalcalins sont actuellement connus dans la région interlacustre d'Afrique Centrale entre 1° et 3° de lat. Sud. Ces massifs jalonnent la branche occidentale du rift Est africain et sont particulièrement nombreux autour des lacs Kivu et I. Amine (ex Edouard). Du Nord au Sud, on a les massifs de Bingo, Lueshe, Kirumba, Bishusha, Rusongati, Numbi, Kahuzi, Biega, Kambusi, Miki et Kayanza (fig. 1). L'étude pétrologique de principaux massifs nous a permis de les subdiviser en trois groupes :

- complexes à roches sous-saturées, essentiellement des syénites néphéliniques associées ou non à des carbonatites;

1. Manuscrit déposé le 17 octobre 1984, après révision, le 1er mars 1986.

2. Laboratoire de Pétrologie, Université d'Aix-Marseille III, Faculté des Sciences, 13397 Marseille Cedex 13 (France) et Laboratoire de Pétrologie, Université de Lubumbashi, B.P. 1825, Lubumbashi (Zaire).

3. Laboratoire de Pétrologie, Université de Lubumbashi, B.P. 1825, Lubumbashi (Zaire).

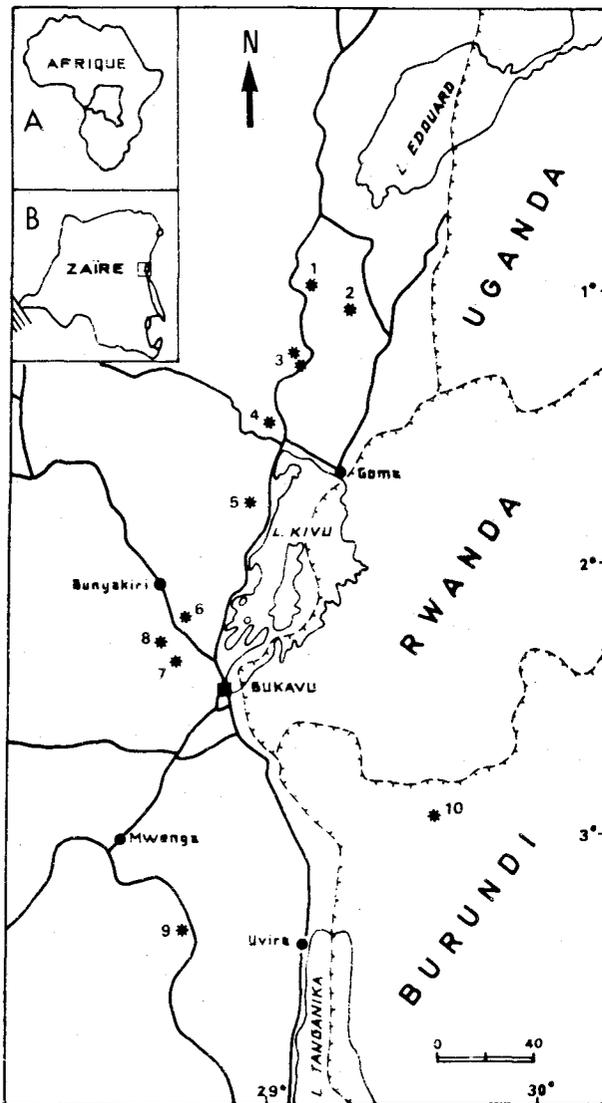


Fig. 1.- Carte de localisation des complexes alcalins et hyperalkalins de la région interlacustre d'Afrique Centrale (1) Lueshe, (2) Kirumba, (3) Bishusha, (4) Rusongati, (5) Numbi, (6) Kahuzi, (7) Biega, (8) Kambusi, (9) Miki, (10) Kayanza (Haute-Ruvubu).

- massifs comprenant des roches sous-saturées (syénites néphéliniques), saturées (syénites) et sursaturées (syénites quartzifères et granites) ainsi que des carbonatites;
- structures constituées de magmas saturés (syénites) à sursaturés (syénites quartzifères et granites). Ceux-ci peuvent être associés ou non aux laves de nature correspondante.

Le massif du Biega qui fait l'objet de cette note appartient au troisième groupe. Il est situé sur la bordure Sud-Ouest du lac Kivu à une trentaine de kilomètres au Nord-Ouest de Bukavu (fig. 1). Sa découverte remonte approximativement au début du siècle, mais le nombre de travaux consacrés à ce massif est fort limité.

Les premières études à caractère exploratoire ont été réalisées par Boutakoff, 1933, 1936a et 1956; Sorotchinsky, 1934; Thoreau & Chen, 1943, dans le cadre de la carte géologique du Kivu. Celles-ci ont abouti à la confection d'un document cartographique au 1/30.000e couvrant la partie septentrionale du massif et à une description de faciès pétrographiques rencontrés.

Le but principal de cet article est de présenter les caractéristiques minéralogiques et pétrologiques détaillées de l'ensemble des roches plutoniques, volcaniques et filoniennes de ce complexe.

II.- DONNEES DE TERRAIN

Le massif du Biega comprend une unité pluto-volcanique intrusif dans un socle constitué par des formations métamorphiques rapportées au Kibarien-Burundien (Précambrien moyen).

L'analyse structurale et cartographique a permis de montrer que ce complexe magmatique forme un corps grossièrement elliptique limité à l'Est par une faille bordière courbe (Lubala & Vellutini, 1978 et 1981; Lubala, 1981). Son grand axe mesure environ 20 km et le petit axe 10 km. La partie volcanique du complexe comporte deux coulées rhyolitiques principales intercalées de pyroclastites et d'un niveau trachytique. Ces vulcanites sont localisées près de la faille bordière où leur pendage est subvertical; de plus leur orientation est conforme aux différents segments de cette faille; quand on s'en éloigne vers l'intérieur du massif, le pendage devient centripète et diminue rapidement jusqu'à atteindre 40°W.

L'agencement de ces coulées en « piles d'assiettes » est caractéristique des effondrements successifs marquant l'évolution structurale d'un « cauldron » (Reynolds, 1956; Vincent, 1963). Les plutonites s'observent à l'Ouest des vulcanites où elles forment des coupes hypovolcaniques mises en place dans les zones de décollement durant les phases d'effondrement souterrain.

Trois intrusions emboîtées (une granitique et deux syénitiques), séparées par des surfaces structurales caractéristiques d'un refroidissement rapide (bordures figées), ont été cartographiées. Le réseau filonien radiaire est important. Il est composé de microsyténites et de microgranites.

L'ensemble de ces données ont conduit à interpréter le massif du Biega comme un complexe annulaire (Lubala, 1981; Lubala & Vellutini, 1981).

Du point de vue géochronologique, seule la partie plutonique du complexe a fait l'objet de datations radiométriques K/Ar sur roche totale et

minéraux séparés. Les âges obtenus se situent entre le Cambrien et l'Ordovicien (Lubala, 1981; Vellutini *et al.*, 1981), et leur échelonnement est conforme à la chronologie relative de mise en place de différentes intrusions établie sur le terrain.

La partie volcanique du complexe n'a pas été datée mais son âge ne devrait pas beaucoup s'écarter du plus ancien obtenu sur les plutonites.

En fait, les travaux récents indiquent que ce massif a vraisemblablement un âge Rb-Sr d'environ 700 Ma (voir discussion dans Kampunzu *et al.*, 1985).

III.- PRESENTATION DE DIFFERENTS TYPES PETROGRAPHIQUES

A.- LES PLUTONITES

Trois types pétrographiques principaux ont été reconnus; il s'agit de :

- granite à biotites (G),
- syénites à amphiboles (S1 et S2),
- syénite à olivine et pyroxène (S3).

a) Granite à biotite

Il contient :

- des perthites (plus de 50 % du volume de la roche), se présentant en sections de grande taille généralement > 2 mm et souvent automorphes et avec la macle de Carlsbad;
- du quartz (32 à 40 %);
- de la biotite (8 %), en petites paillettes regroupées en «nids» occupant les espaces interstitiels entre les minéraux blancs;
- des minéraux accessoires constitués essentiellement des oxydes de Fe-Ti, de la fluorine et du zircon.

b) Syénite à amphiboles

Deux faciès syénitiques à amphiboles (S1 et S2) peuvent être individualisés. Ils montrent des compositions voisines; la seule différence résidant au niveau de la nature des amphiboles.

Les feldspaths alcalins, en gros cristaux (jusqu'à 4 mm), forment environ 70 % du volume total de la roche. Il s'agit du microcline perthitique et accessoirement de l'albite libre; le plagioclase est une oligoclase très acide (1 à 2 %). Le quartz est présent mais en faibles proportions (environ 3 %). Les amphiboles, qui constituent l'essentiel des minéraux colorés (jusqu'à 15 % du volume de la roche), sont représentées par une variété vert brun dans le faciès S1 et par des variétés vert brun

et verte dans S2; dans ce dernier cas, on note un développement, autour des cristaux d'amphibole verte, d'un liseré constitué d'amphibole vert-bleu.

La biotite (3 à 7 % du volume total de la roche) se présente en paillettes souvent disposées en bouquets ou en éventail autour des cristaux d'amphiboles et paraissent contemporains du développement de la couronne d'amphibole vert-bleu. Certaines paillettes de biotite se forment directement sur les cristaux d'amphiboles vertes. Le quartz représente 4 à 5 % de la roche. Les minéraux accessoires comportent du zircon en petits cristaux inclus dans les amphiboles, de l'allanite, des oxydes de Fe-Ti et de l'apatite.

c) Syénite à olivine et pyroxène

Elle contient également, comme constituant majeur, les feldspaths (environ 80 % du volume total de la roche). Il s'agit principalement des perthites, de l'albite libre et de l'oligoclase acide subordonnée. Certains échantillons contiennent du quartz en teneurs très faibles. Les minéraux colorés sont représentés par la fayalite, les amphiboles (vertes et vert-bleu; ces dernières ne cristallisent que sous la forme d'une mince couronne en bordure de certains cristaux), le clinopyroxène et la biotite. Les minéraux accessoires sont les oxydes de Fe-Ti, l'allanite et le zircon.

D'après les classifications basées sur les feldspaths (Bowen & Tuttle, 1958; Bonin, 1972 et 1977), le granite G serait à ranger dans la catégorie de granite hypersolvus, tandis que les syénites S1, S2 et S3 seraient transolvus. Les compositions modales de différents faciès montrent que les minéraux blancs constituent toujours l'essentiel de ces roches. L'indice de coloration de ces intrusions est constamment faible (10-26) et le caractère alcalin est très fortement marqué puisque les perthites forment toujours plus de la moitié de la roche. Le granite hypersolvus G contient 32 à 40 % de quartz; sa composition modale correspond selon les données expérimentales de Bowen & Tuttle (1958), à des pressions d'eau ne dépassant pas 2 Kb et à des températures largement supérieures à 700°C. Les granitoïdes transolvus S1, S2 et S3 se situent dans l'aire de répartition des syénites alcalines de la classification de l'I.U.G.S. (Streckeisen, 1976). Le quartz est interstitiel tandis que les deux feldspaths sont bien représentés (en plus de perthites).

B. LES VULCANITES

Elles comportent 3 types pétrographiques principaux :

- rhyolite grise microfelsitique (R1),
- rhyolite sombre porphyroïde (R2),

- trachyte quartzifère (T).

Le faciès R1 est presque exclusivement constitué d'une pâte recristallisée en petits cristaux de quartz et de séricite. Cette roche représente le produit de dévitrification d'anciens verres rhyolitiques ainsi que l'attestent l'abondance des craquelures perlitiques et l'extrême finesse des constituants. Le faciès R2 contient près de 25 % (en volume) de phénocristaux. Il s'agit principalement du quartz et des feldspaths en proportions plus ou moins égales. La mésostase est constituée par une mosaïque de petits cristaux de quartz, de la biotite, des oxydes de Fe-Ti, du zircon et de l'apatite. La trachyte quartzifère (T) comprend essentiellement des phénocristaux de sanidine qui constituent près de la moitié du volume total de la roche. La pâte finement fluidale est formée de microlites de sanidine associés aux paillettes de biotite, des oxydes de Fe-Ti et du zircon.

C.-LES FILONS

Il s'agit essentiellement de microsyénites quartzifères et de microgranites à texture microgrenue porphyrique avec parfois surimposition d'une texture micropegmatitique.

Les phénocristaux constituent près de 75 % de la roche et sont quasiment représentés par de l'orthose micropertitique en grandes sections contenant de nombreuses inclusions fluides. La biotite est également présente mais en faibles proportions (1 à 4 %); elles s'altèrent généralement en oxydes de fer. La mésostase est formée par un feutrage extrêmement fin de séricite et de quartz microcristallin et d'oxydes de Fe-Ti.

IV.- GEOCHIMIE

Une soixantaine d'analyses chimiques nouvelles (éléments majeurs) ont été effectuées sur l'ensemble des roches du complexe annulaire de Biega. Elles ont permis de dégager les principales caractéristiques géochimiques de ces produits. Les tableaux 1 et 2 contiennent les analyses sélectionnées de différents faciès identifiés. La liste exhaustive des analyses chimiques pouvant être obtenue sur demande à l'un des auteurs (R.T.L.).

Toutes les roches sont saturées à sursaturées en silice avec une nette prédominance des termes syénitiques sur les termes granitiques pour les roches grenues et inversement, les rhyolites l'emportent largement sur les trachytes pour les laves. Les filons sont essentiellement des microsyénites quartzifères évoluant vers les microgranites.

Dans l'ensemble, on peut noter que les roches dont les compositions n'ont pas été sensiblement modifiées par l'altération montrent systématiquement des rapports $Na + K < Si/6$; cette relation permet de les classer dans la catégorie des roches alcalines (Shand *in* Sorensen, 1974). Il convient de noter également la richesse en fer et la pauvreté en Mg compatibles avec la nature alcaline de ces produits. La lecture de ces tableaux permet de préciser les particularités de chaque étage structural et de chaque faciès.

A.- LES PLUTONITES

Le granitoïde (G) montre des teneurs en Al_2O_3 toujours inférieures à 14 %; le rapport $Na_2O/K_2O < 0,5$ souligne son affinité potassique. Au niveau de la composition cationique, Al est légèrement supérieur à la somme $Na + K + 2 Ca$; ceci permet de ranger cette roche dans le groupe des granitoïdes subalumineux (Shand *in* Sorensen, 1974).

En ce qui concerne les syénites S1, S2 et S3, leur proportion en Al_2O_3 est supérieure à 14 %, les rapports Na_2O/K_2O indiquent que seul le faciès S1 présente également un caractère potassique accentué. Les faciès S2 et S3 ont un rapport Na_2O/K_2O égal ou légèrement supérieur à 1 traduisant leur affinité sodique. Dans la syénite S1, Al est toujours supérieur à $Na + K$; par contre, il est égal ou légèrement inférieur à la somme $Na + Ca + 2 Ca$: il s'agit donc d'une roche métalumineuse.

Les faciès S2 et S3 montrent souvent un caractère hyperalcalin avec $Al < Na + K$ et 1,68 à 2,74 % d'aegyrine normative; il s'y adjoint du métasilicate de sodium dans la norme C.I.P.W. du faciès S3.

Le granite (G) est relativement plus pauvre en Al, Fe, Ca, Na et Ti que les syénites S1, S2 et S3; ce déficit est principalement compensé par la silice car les teneurs en K, Mg et P sont comparables.

Le diagramme normatif Qz - Or - Ab (fig. 2), montre qu'il existe une certaine continuité de composition entre les syénites et le granite. Ces roches se répartissent dans la vallée thermique située entre les champs des solutions solides de feldspaths riches en albite et des solutions solides de feldspaths riches en phase potassique. Le granite a des compositions voisines des minimums pour 0,5 et 1 kb de pression d'eau (Tuttle & Bowen, 1958). Ceci témoigne de la cristallisation de ces magmas à basse pression et confirme leur caractère hypersolvus et hypovolcanique.

Tableau 1.- Analyses chimiques sélectionnées (éléments majeurs) et normes C.I.P.W. des roches plutoniques du complexe annulaire du Biega.
Analyse 14, 15 et 16 : granite à biotite (G); Analyses 3, 4 et 5 : syénite à biotite et amphiboles (S1); Analyses 1, 2, 6, 7, 11, 12 et 13 : syénite à biotite et amphiboles (S2); Analyses 8, 9 et 10 : syénite à olivine et pyroxène (S3).

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	60,44	61,57	61,89	62,48	62,58	62,64	62,70	62,82	62,91	63,20	64,21	64,45	65,74	72,76	73,05	73,45
TiO ₂	1,00	1,22	0,68	0,65	0,67	0,91	1,20	0,67	1,10	1,00	0,72	0,73	0,53	0,30	0,33	0,78
Al ₂ O ₃	15,64	16,85	15,89	16,18	16,14	16,32	14,64	16,78	14,73	14,95	16,74	16,35	17,33	13,52	12,41	11,36
Fe ₂ O ₃	1,56	1,85	5,28	4,26	4,30	1,13	2,76	1,57	2,52	2,91	1,46	1,26	1,50	2,13	1,24	3,65
FeO	6,09	3,21	1,21	1,50	1,06	4,08	3,63	2,91	2,85	1,56	0,96	2,91	0,81	0,47	0,34	1,22
MnO	0,08	0,14	0,04	0,05	0,05	0,15	0,17	0,11	0,16	0,10	0,03	0,09	0,06	0,02	0,02	0,03
MgO	1,58	0,76	0,45	0,53	0,87	0,66	0,61	0,49	0,71	0,45	0,84	0,62	0,17	0,72	0,59	0,83
CaO	0,22	1,18	0,17	0,25	0,27	1,73	2,46	1,10	2,34	1,56	0,35	0,33	0,55	0,23	0,08	0,08
Na ₂ O	5,17	5,15	3,80	3,97	1,77	5,15	5,70	6,03	5,90	5,72	6,12	5,70	5,14	3,13	2,65	2,00
K ₂ O	6,39	6,82	7,54	7,76	9,70	5,19	5,19	6,76	6,25	6,84	6,39	5,97	7,90	6,16	6,53	4,96
P ₂ O ₅	0,08	0,20	0,25	0,27	0,19	0,17	0,35	0,16	0,25	0,26	0,08	0,17	0,15	0,02	0,14	0,04
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H ₂ O+	0,77	0,58	1,50	1,40	1,04	0,31	0,42	0,02	0,38	0,42	0,60	0,46	0,25	0,85	1,35	1,16
H ₂ O-	0,99	0,08	0,43	0,32	0,18	0,11	0,21	0,02	0,17	0,13	0,15	0,03	0,11	0,14	0,06	0,23
TOTAL	100,01	99,61	99,13	99,62	98,82	98,55	100,04	99,82	100,27	99,10	98,65	99,07	100,24	100,45	98,79	99,79

NORME C I P W

QUARTZ	0,00	0,58	7,64	6,38	11,35	6,42	3,79	0,00	2,71	4,27	1,96	5,16	3,81	28,12	32,21	39,87
ORTHOSE	38,47	40,77	45,08	46,88	58,79	31,28	30,88	40,07	37,07	41,05	38,61	35,82	46,78	36,63	39,66	29,81
ALBITE	44,47	43,99	33,04	34,27	15,33	44,36	46,55	48,63	40,95	39,24	51,46	48,87	43,49	26,60	23,00	17,18
ANORTHITE	0,56	2,69	0,64	0,35	0,23	6,15	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,65	0,82	1,03	0,44	0,16
NEPHELINE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ARGYRINE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,68	2,16	2,74	2,27	1,21	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
META-Na ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,38	1,69	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
META-K ₂ O	0,00	0,00	0,56	0,31	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
DIOPSIDE	0,07	1,74	0,00	0,00	0,00	1,36	8,86	1,84	8,76	5,46	1,07	0,56	0,89	0,86	0,36	0,14
HYPERSTHENE	10,20	6,03	8,81	8,00	8,04	6,88	4,20	0,57	3,58	3,31	4,00	5,88	2,17	4,21	3,23	7,08
OLIVINE	2,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MAGNETITE	2,05	1,32	1,65	1,46	1,36	1,39	0,81	0,08	0,00	0,00	0,01	1,10	0,58	0,64	0,40	1,23
HEMATITE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ILMÉNITE	1,93	2,34	1,33	1,26	1,30	1,76	2,29	1,28	2,10	1,93	1,40	1,41	1,01	0,57	0,64	1,51
APATITE	0,19	0,48	0,61	0,65	0,46	0,41	0,83	0,38	0,59	0,62	0,19	0,41	0,36	0,05	0,34	0,10
CORINDON	0,00	0,00	1,73	1,38	2,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,26	0,00	1,32	1,15	2,67

B.- LES VULCANITES

Les rhyolites sont généralement très siliceuses (SiO₂ : 73 à 80 % pour le faciès R1 et 75 à 78 % pour R2). Les teneurs en Al₂O₃, relativement faibles, sont assez constantes et se situent autour de 9 %. Parmi les alcalins, le K₂O domine largement sur le Na₂O (rapport Na2O/K2O < 0,3). Cette extrême richesse en SiO₂ et K₂O se traduit dans la norme par des proportions élevées en quartz (37 à 56 %) et orthose (22 à 37 %).

La position de deux principaux faciès dans le diagramme K₂O - Na₂O - CaO (fig. 3) indique que toutes les analyses se regroupent le long de la ligne joignant les pôles K₂O et Na₂O. Ces magmas sont extrêmement pauvres en CaO particulièrement le faciès R1. Leurs aires de répartition sont bien distinctes car les rhyolites (R1) sont relativement plus potassiques (5,34 à 6,28 %) que les laves du faciès R2 (3,58 à 4,22 %).

Tableau 2.- Analyses chimiques sélectionnées (éléments majeurs) et normes C.I.P.W. des laves du complexe annulaire du Biega.

Analyses 3 à 4 : rhyolites grises microfelsitiques (R1)
Analyses 5 à 6 : rhyolites sombres porphyroïdes (R2)
Analyses 1 et 2 : trachytes (T).

ANALYSE	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	58,26	59,05	74,86	75,23	77,58	80,64
TiO ₂	0,83	0,71	0,46	0,50	0,55	0,22
Al ₂ O ₃	16,75	13,77	9,36	9,82	9,37	9,58
Fe ₂ O ₃	2,60	2,93	1,17	2,35	2,11	1,03
FeO	7,15	9,63	3,32	1,51	1,99	1,33
MnO	0,08	0,18	0,06	0,07	0,06	0,01
MgO	0,63	1,22	1,48	0,77	0,62	0,51
CaO	0,44	0,20	0,38	0,22	0,26	0,08
Na ₂ O	3,25	0,25	1,71	1,46	1,39	1,18
K ₂ O	7,47	9,68	6,28	5,34	3,58	4,22
P ₂ O ₅	0,33	0,22	0,31	0,07	0,05	0,04
H ₂ O ⁺	1,31	1,09	0,46	2,04	1,81	1,37
H ₂ O ⁻	0,23	0,13	0,03	0,12	0,11	0,01
TOTAL	99,33	99,06	99,88	99,50	99,48	100,22

NORME C I P W

	1	2	3	4	5	6
QUARTZ	4,40	11,86	36,59	43,92	53,46	56,15
ORTHOSE	45,18	58,52	37,37	32,45	21,70	25,25
ALBITE	28,09	2,16	13,16	12,68	12,04	10,09
ANORTHITE	0,25	0,31	0,00	0,70	1,02	0,16
DIOPSIDE	0,22	0,27	0,06	0,59	0,88	0,14
WOLLASTONITE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
HYPERSTHENE	13,59	19,54	9,44	6,08	5,81	4,01
OLIVINE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MAGNETITE	2,61	3,37	0,57	1,00	1,07	0,61
HEMATITE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ILMENITE	1,61	1,38	0,88	0,98	1,07	0,42
APATITE	0,80	0,53	0,74	0,17	0,12	0,10
CORINDON	3,28	3,03	0,00	1,41	2,90	3,04

Les trachytes montrent des teneurs en SiO₂ peu variables (58 à 59 %) avec des proportions en quartz normatif pouvant atteindre 12 %. Les alcalins sont généralement abondants (10 à 11 %) et le rapport Na₂O/K₂O proche de 0,25. L'extrême pauvreté en CaO est compatible avec leur nature alcaline.

C.- LES FILONS

Les faciès microgrenus montrent des teneurs en SiO₂ qui varient entre 63 et 66 %. Au niveau de la norme, le quartz, l'orthose et dans une moindre proportion l'albite représentent pratiquement plus de 90 % de l'ensemble des constituants. La

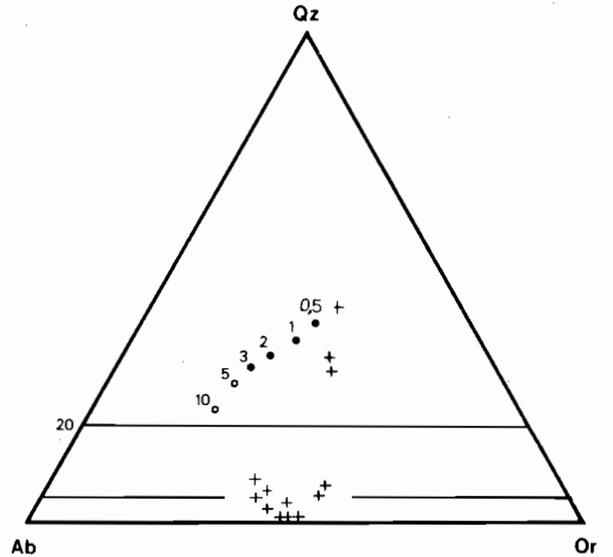


Fig. 2.- Position des roches plutoniques du Biega (+) dans le diagramme Qz-Ab-Or. Les minima (cercles pleins) 0,5, 1, 2 et 3 Kb sont tirés de Tuttle & Bowen (1958) tandis que les eutectiques (cercles vides) pour 5 et 10 Kb sont de Luth *et al.* (1964).

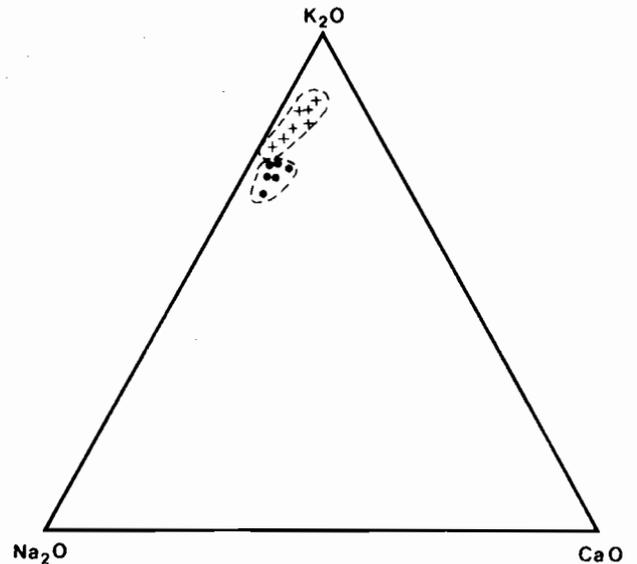


Fig. 3.- Diagramme K₂O-Na₂O-CaO des laves acides du Biega rhyolites grises microfelsitiques (croix), rhyolites sombres porphyroïdes (cercles pleins).

proportion de Al est égal ou légèrement supérieure à la somme Na + K + 2 Ca traduisant le caractère subalumineux de ces produits.

D.- COMPARAISON ENTRE LES PRINCIPAUX TYPES DE ROCHES

La lecture des analyses chimiques des plutonites et des vulcanites permet de montrer que les roches grenues sont généralement plus riches en FeO total, Na₂O, TiO₂ et P₂O₅ que les laves; en revanche, ces dernières accusent des teneurs plus élevées en K₂O. Ce caractère plus potassique que

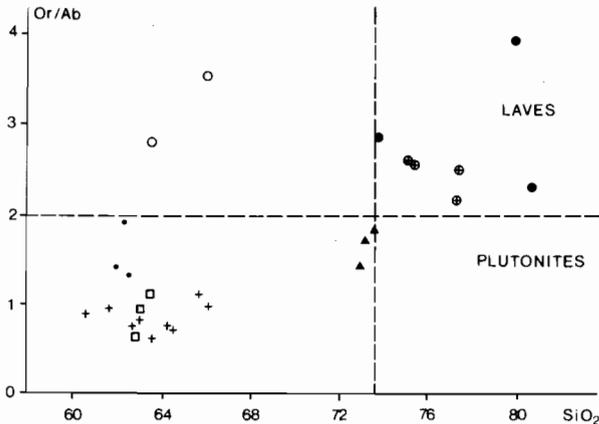


Fig. 4.- Diagramme Or/Ab versus SiO_2 des roches du Biege. Granite à biotite-G (triangles); syénite à biotite et amphiboles-S1 (points); syénite à olivine et pyroxène-S3 (carrés); trachytes quartzifères-T (cercles vides); rhyolites grises microfelsitiques-R1 (cercles pleins); rhyolites sombres porphyroïdes-S2 (cercles vides + croix).

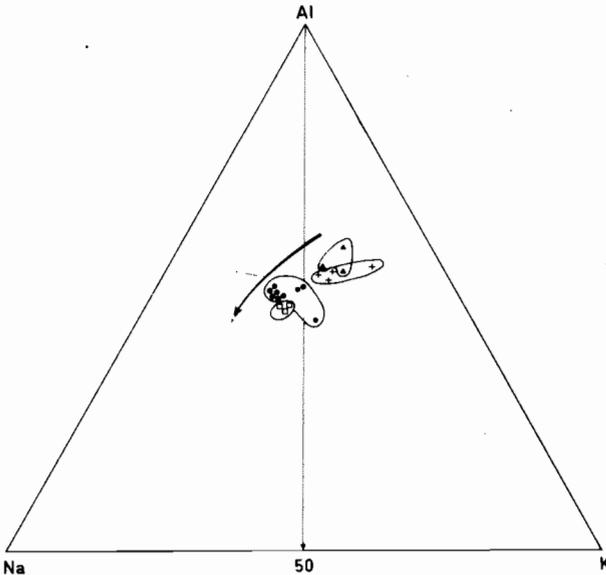


Fig. 5.- Position des roches plutoniques du Biege dans le diagramme Na-K-Al.

sodique des laves par rapport aux plutonites est clairement illustré par le diagramme $\text{Or}/\text{Ab} = f(\text{SiO}_2)$ (fig. 4), dans lequel on note que la séparation des domaines de deux types de roches se fait par une droite située à $\text{Or}/\text{Ab} = 2$.

L'enrichissement en K_2O des vulcanites pourrait s'expliquer par un effet «plagioclase» dans les premiers stades magmatiques avec comme conséquence l'appauvrissement en Na et Ca de la partie supérieure de la chambre magmatique conduisant à une plus forte concentration de K. Les faciès microgrenus ont des teneurs en potassium souvent comparables à celles des laves.

Le diagramme Na-K-Al (fig. 5) permet de rendre compte du rôle joué par les alcalins dans

l'évolution de la séquence plutonique; en effet, les différents faciès se répartissent en deux zones bien distinctes; l'une à feldspath potassique dominant et regroupant les faciès G et S1 et l'autre à feldspath sodique prépondérant et comprenant les faciès S2 et S3; ces deux champs étant eux-mêmes séparés par une ligne Al_{50} de saturation en alumine. La cristallisation dans le Granite G de la biotite seule semble principalement contrôlée par des teneurs en K et Al relativement fortes.

V.- MINERALOGIE

Ce chapitre porte exclusivement sur la minéralogie des roches grenues. Au total 5 échantillons ont été sélectionnés pour des études à la microsonde CAMECA de la Faculté des Sciences d'Aix-Marseille III (conditions opératoires 15 Kv, 10 nA, temps de comptage 6 sec.).

Les tableaux 3, 4, 5, 6 et 7 contiennent les analyses représentatives de principales phases minérales.

A.- LES FELDSPATHS (tabl. 3)

Ils sont essentiellement représentés par des perthites montrant de grandes veines d'albite. L'albite libre ainsi que les plagioclases sont relativement rares.

Dans le granite (G), la phase potassique des perthites ne contient pratiquement pas d'anorthite ($\text{Or}_{88-95} \text{Ab}_{11-5}$). Cette composition, ainsi que les propriétés optiques de ce minéral (angle $2V$: 35 à 38°, angle d'extinction 7 à 9°) permettent de le classer selon le diagramme de Tuttle (1952b), dans la catégorie des orthoses perthitiques. La fraction sodique à composition ($\text{Or}_{2-1} \text{Ab}_{97-95}$) est une albite pure. Dans les syénites S_1 et S_2 , les feldspaths ont des compositions voisines; la fraction potassique des perthites ($\text{Or}_{84-94} \text{Ab}_{15-5}$) montre des angles $2V$ systématiquement grands proches de 80° et un angle d'extinction dont les valeurs atteignent 18°. Il s'agirait donc des microclines intermédiaires perthitiques.

La fraction sodique ($\text{Or}_{3-0} \text{Ab}_{92-24}$) est une albite pure. Les plagioclases contiennent jusqu'à 10% en An (oligoclase très acide). Au niveau des syénites S_3 , la phase potassique des perthites montre des teneurs qui oscillent entre $\text{Or}_{84-90} \text{Ab}_{15-5}$; l'angle $2V$ compris entre 60 et 70° et l'angle d'extinction proche de 10°. Elle a donc une composition intermédiaire entre les cryptoperthites sanidine-anorthose et les orthoses cryptoperthites mais plus proches de ces dernière. La phase sodique ($\text{Or}_{12} \text{Ab}_{83}$) est une albite relativement enrichie en molécule d'orthose. Le plagioclase (An_{10-11}) est une oligoclase très acide.

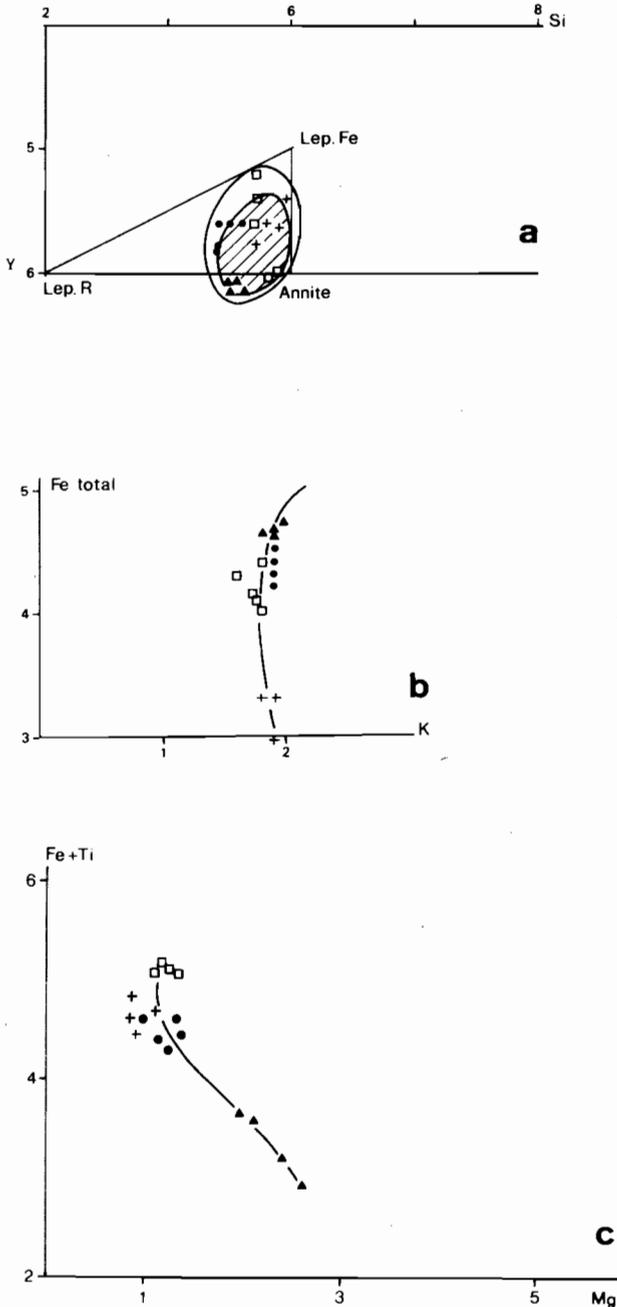


Figure 6

- A. Caractérisation des biotites des roches plutoniques du Biega dans le diagramme $Si = f(Y)$ et comparaison avec les biotites du complexe annulaire du Cauro-Bastelica - Corse (zone hachurée). $Y = Al^{IV} + Ti + Mn + Mg + Fe_T$.
- B. Evolution de la composition des biotites des roches plutoniques du Biega dans le diagramme $FeO \text{ total} = f(K)$. Granite à biotite-G (croix); syénite à biotite et amphibole -S1 (points); syénite à biotite et amphibole -S2 (carrés); syénite à olivine + pyroxène-S3 (triangles).
- C. Evolution de la composition des biotites des roches plutoniques du Biega dans le diagramme $Fe + Ti = f(Mg)$. Granite à biotite-G (triangles); syénite à biotite et amphiboles-S1 (croix); syénite à biotite et amphiboles-S2 (cercles pleins); syénite à olivine + pyroxène-S3 (carrés).

B.- LES BIOTITES (tabl. 4, fig. 6a, b, c)

Il s'agit du seul minéral ferro-magnésien commun à toutes les intrusions. Le diagramme $Si = f(Y)$ (fig. 6a) permet de classer ces biotites dans la catégorie des micas ferrifères. Elles appartiennent essentiellement à la série annite-lépidomélane avec des compositions voisines du pôle annite, les rapprochant ainsi des biotites du complexe annulaire de Cauro-Bastelica en Corse (Bonin, 1980).

Les biotites des roches plutoniques du Biega comportent généralement de l'aluminium en site Y et contrastent en cela avec celles des massifs alcalins du Niger (Fabries & Rocci, 1965) et du Nigéria (Borley, 1974). Les diagrammes $FeO \text{ total} = f(K)$ (fig. 6b) et $Fe + Ti = f(Mg)$ (fig. 6c) permettent de discriminer les biotites des différents faciès en montrant notamment que ces minéraux sont plus riches en fer dans la syénite S3 que dans les autres faciès. De plus, il existe une corrélation positive entre la teneur en fer des biotites et celle des roches totales correspondantes traduisant le rôle joué par la nature des magmas respectifs lors de la cristallisation des biotites.

Notons enfin que le diagramme $Si = f(Y)$ (fig. 6a) révèle par ailleurs que pour des teneurs en Si pratiquement constantes, il existe des fluctuations plus ou moins importantes des valeurs de Y (entre 5,20 et 6,37).

C.- LES AMPHIBOLES (tabl. 5; fig. 7a, b, c, d)

Elles constituent généralement l'essentiel des minéraux colorés dans les faciès syénitiques. Le diagramme $Ca + Al^{IV} = f(Si + Na + K)$ (fig. 7a) (Giret *et al.*, 1980) permet de montrer qu'il s'agit pour la plupart d'amphiboles calciques ($Ca < 1,34$, $TiO_2 < 0,5$), constituant des solutions solides dont les termes extrêmes sont la hastingsite et la barroisite. Ces amphiboles essentiellement caractérisées par une augmentation régulière du paramètre $Al^{IV} + Ca$, la somme $Si + Na + K$ restant constante sont semblables à celles décrites dans les roches alcalines d'Iskou au Niger (Black, 1965; Black *et al.*, 1967; Van Breemen & Bowden, 1973; Moreau, 1982) et d'Oslo en Norvège (Neumann, 1976a). Leur variation pourrait s'expliquer par des substitutions du type $Na Al^{IV} \leftrightarrow Si$.

Les amphiboles calciques du complexe du Biega contiennent généralement de l'olivine et de la néphéline normatives; de plus elles montrent des teneurs basses en Mg, ce qui confirme leur caractère ferrifère. Leurs rapports $100.Fe^{3+}/Y$ varient de 0 à 20 depuis le pôle édénite jusqu'au pôle hastingsite et de 30 à 40 entre les termes

Tableau 5.- Analyses chimiques représentatives des amphiboles des syénites du Biega.

Analyses 1, 2 et 3 : amphibole calciques de la syénite à biotite et amphiboles (S1); Analyses 4, 5, 6, 14, 15, 16, 17 et 18 : amphiboles calciques et calco-sodiques de la syénite à biotite et amphiboles (S2); Analyses 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 19, 20, 21 et 22 : amphiboles calciques et calco-sodiques de la syénite à olivine et pyroxène (S3).

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	40,34	38,48	39,16	37,91	38,41	38,56	38,14	39,95	38,14	39,95	44,48
TiO ₂	1,11	1,53	1,43	0,83	1,08	0,88	1,02	0,03	1,02	0,03	1,11
Al ₂ O ₃	8,16	8,71	8,66	8,34	7,82	8,49	7,60	8,52	7,60	8,52	4,92
FeO	31,05	31,67	31,60	33,17	32,36	31,85	33,20	32,15	33,20	32,15	27,73
MnO	1,04	1,11	0,50	1,13	1,21	1,16	0,78	0,71	0,78	0,71	0,87
MgO	0,69	0,60	0,50	2,75	2,90	2,61	3,37	3,81	3,37	3,81	6,46
CaO	11,03	10,94	10,47	11,10	11,16	10,74	10,68	10,33	10,68	10,33	10,02
Na ₂ O	1,83	1,81	1,76	1,54	1,49	1,42	1,56	1,63	1,56	1,63	1,51
K ₂ O	1,93	2,83	2,31	1,82	1,72	1,73	1,22	1,60	1,22	1,60	0,99
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	97,18	97,68	96,39	98,59	98,15	97,44	97,57	98,73	97,57	98,73	98,09
F _■	3,72	3,19	2,73	12,61	13,45	12,45	15,14	17,26	15,14	17,26	28,90

ANALYSE	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	47,44	47,54	49,20	41,68	42,10	44,20	43,47	39,95	39,52	41,30	44,84
TiO ₂	0,35	0,36	0,67	2,18	2,84	0,93	1,38	0,04	0,00	2,62	1,21
Al ₂ O ₃	12,35	18,96	12,32	6,89	6,91	4,99	5,62	6,27	7,43	7,28	4,97
FeO	20,46	14,23	18,58	26,63	25,47	31,18	30,79	32,71	31,45	27,71	27,78
MnO	0,25	0,18	0,16	0,73	0,70	0,55	0,6	0,73	0,71	0,72	0,85
MgO	3,62	2,65	3,63	6,13	6,36	1,78	4,1	3,55	4,09	5,06	6,17
CaO	8,61	7,34	7,73	10,33	10,32	10,28	9,85	9,34	10,34	10,13	9,60
Na ₂ O	5,24	7,88	3,71	1,88	1,96	2,82	1,49	1,30	1,48	1,89	1,33
K ₂ O	0,99	0,92	0,84	1,37	1,40	1,31	1,01	1,17	1,38	1,26	0,88
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,31	100,06	96,84	97,82	98,06	98,04	98,55	97,06	96,40	97,97	97,63
F _■	23,93	24,87	25,85	28,73	30,42	9,17	19,00	16,04	18,62	24,26	27,94

édénites et barroisite. Cette évolution des teneurs en Fe³⁺/Y traduisent donc une oxydation importante dans les termes extrêmes de la série.

Les bordures des sections d'amphiboles ferro-calciques et certains petits cristaux montrent des tendances calco-sodiques (CaO < 1,34); dans le diagramme de Leake, 1978 (fig. 7b), certaines de leurs compositions se situent au-delà du segment joignant les pôles katophorite et richtérite à cause de leur richesse exceptionnelle en Al^{IV} due probablement aux substitutions Fe³⁺ Al^{IV} → Fe²⁺ Si, analogue à celles décrites par Fabries (1978).

L'évolution continue des teneurs en FeO total

en fonction de la somme Ca + Na + K entre les amphiboles calciques et ferro-calciques (fig. 7c), semble indiquer qu'il n'existe pas de transition entre ces deux variétés, la différence de composition étant essentiellement due à des substitutions chimiques. La composition globale de la roche conditionne dans une large mesure la nature de l'amphibole présente dans chaque faciès car on remarque que l'augmentation de l'alcalinité de la roche (exprimée par l'indice d'agpaïcité I.A. = Al/(Na + K)) s'accompagne d'une diminution du rapport Fe/Fe + Mg et de la somme Na + K des amphiboles (fig. 7d).

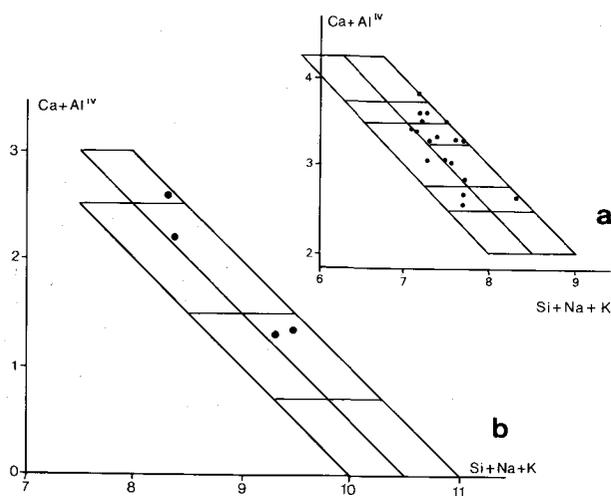


Fig. 7a et b.- Détermination des amphiboles des syénites du Biega à l'aide des diagrammes $Ca + Al = f(Si + Na + K)$ introduits par Giret *et al.* (1980). La figure 7a concerne les amphiboles calciques ($Ca > 1,34$, $TiO_2 < 0,5$) tandis que la figure 7b se rapporte aux amphiboles calcico-sodiques ($CaO > 1,34$).

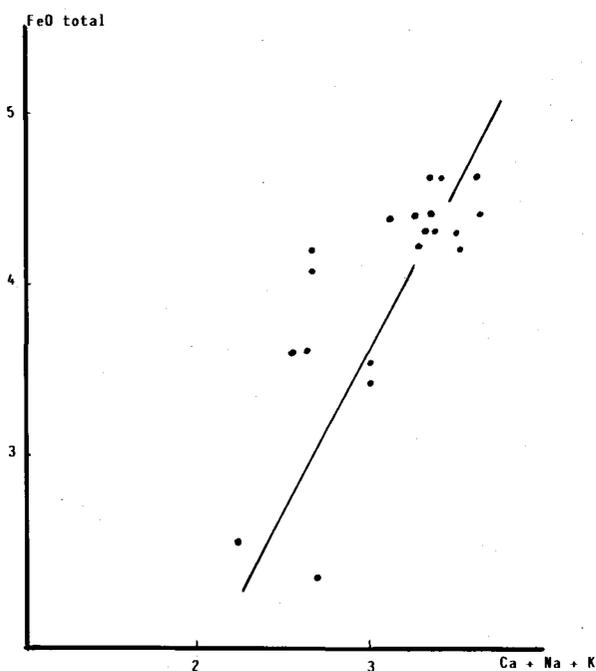


Fig. 7c.- Evolution de la composition des amphiboles des syénites du Biega dans le diagramme $Ca + Na + K = f(FeO \text{ total})$.

D.- LE CLINOPYROXENE (tabl. 6; fig. 8)

Ce minéral ne s'observe que dans le faciès S3; tous les clinopyroxènes analysés sont ferro-calciques ($32 < Fs < 47$ et $39 < Wo < 43$). Ils montrent par ailleurs des teneurs élevées en silice avoisinant les 2 cations dans la formule structurale; l'aluminium est toujours en faible quantité ainsi que le titane. Dans de telles conditions, l'absence de Al conduit le Ti à se combiner au Na

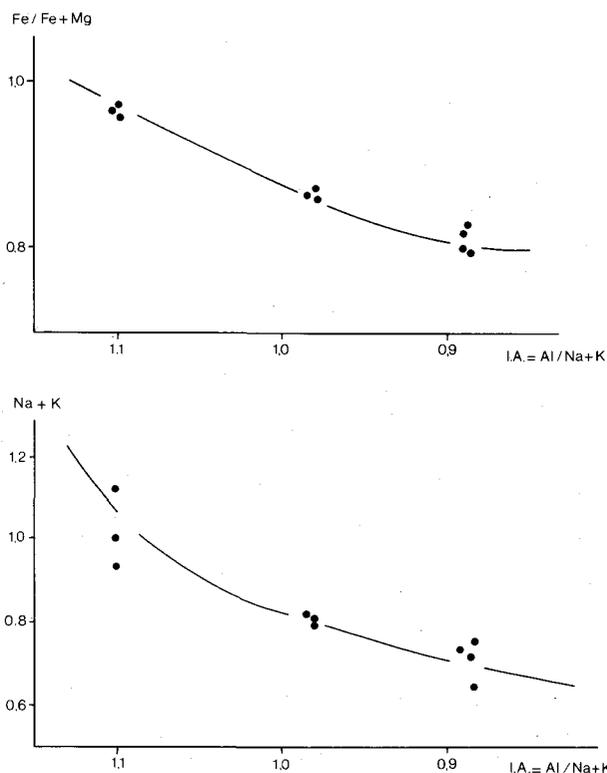


Fig. 7d.- Evolution du rapport $Fe/Fe + Mg$ et de la somme $Na + K$ en fonction de l'indice d'appaïcité ($I.A. = Al / Na + K$) de la roche totale.

pour former la molécule de Ti aegyrine (Larsen, 1976); l'excès de Na par rapport au Fe^{3+} et Al est compatible avec cette idée.

Les compositions de ces clinopyroxènes reportées dans le diagramme Ca - Mg - Fe + Mn (fig. 8), montrent qu'il s'agit essentiellement de ferro-augites évoluant vers le champ des ferro-hédénbergites. Cette évolution des pyroxènes vers le pôle ferrifère et non directement vers le pôle sodique est interprétée comme le résultat d'une cristallisation sous des faibles fugacités d'oxygène (Stephenson, 1972; Larsen, 1976; Gadalia, 1980).

E.- LES MINÉRAUX OPAQUES (tabl. 7)

Ils sont quasiment représentés par des oxydes de Fe-Ti dans lesquels on peut reconnaître deux types principaux :

Le type 1 se présente en petits cristaux automorphes dont l'apparition précoce a été établie au microscope; il s'agit des magnétites pures pratiquement dépourvues d'ulvöspinelle en solution solide ($0,9 < Usp < 1,3$ %) et des ilménites également pauvres en hématite ($1,4 < He < 3$).

Le type 2 apparaît en sections assez bien développées pseudomorphosant les minéraux colorés. Ce sont des ilménites ($3,2 < He < 9,3$ %).

Tableau 3.- Analyses chimiques représentatives des feldspaths de roches plutoniques du Biega.

Analyses 1 et 2 : granite à biotite (G); Analyses 3, 4 et 5 : syénite à biotite et amphiboles (S1); Analyses 6, 7, 8 et 9 : syénite à biotite et amphiboles (S2);
Analyses 10, 11 et 12 : syénite à olivine et pyroxènes (S3).

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	65,49	66,19	64,04	65,64	64,55	65,11	65,78	66,94	66,31	64,12	66,37	65,97
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	17,60	20,81	19,01	18,43	21,41	17,51	17,68	21,39	20,47	19,80	21,31	20,73
FeO	0,00	0,00	0,08	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	0,08	0,76	0,10	0,13	1,16	0,03	0,05	1,17	1,27	0,21	2,23	0,96
Na ₂ O	0,63	9,60	0,52	0,51	12,51	0,62	1,02	10,35	10,43	1,14	9,47	8,65
K ₂ O	15,82	0,10	15,50	15,35	0,24	15,75	13,73	0,07	0,08	14,24	0,15	1,90
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	99,62	97,46	99,25	100,18	99,87	99,02	98,26	99,92	98,56	99,51	99,53	98,21
Or	93,93	0,65	94,67	94,56	1,19	94,23	89,63	0,42	0,47	88,20	0,92	12,01
Ab	5,67	95,18	4,82	4,76	93,99	5,62	10,10	93,72	93,24	10,71	87,66	82,90
An	0,40	4,17	0,51	0,67	4,82	0,15	0,27	5,86	6,29	1,09	11,43	5,09

Tableau 4.- Analyses chimiques représentatives des biotites des roches plutoniques du Biega.

Analyses 1, 2, 3 et 4 : granite à biotite (G); Analyses 5, 6, 7 et 8 : syénite à biotite et amphiboles (S1); Analyses 9 et 10 : syénite à biotite et amphiboles (S2);
Analyses 11, 12 et 13 : syénite à biotite et amphiboles (S3).

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	36,54	37,55	39,79	37,15	33,61	33,46	35,61	33,71	33,86	34,36	34,81	33,41	33,08
TiO ₂	2,28	1,99	1,68	1,99	1,71	1,52	1,60	2,22	2,44	3,30	3,23	3,56	3,59
Al ₂ O ₃	12,80	12,09	11,67	13,43	15,62	14,59	15,27	15,55	14,54	11,62	10,64	10,62	11,12
FeO	24,93	25,11	20,92	23,08	32,34	33,25	32,43	33,02	33,04	34,29	34,40	34,33	33,36
MnO	0,19	0,13	0,17	0,11	0,24	0,25	0,31	0,29	0,26	0,26	0,20	0,22	0,25
MgO	8,09	8,84	11,31	10,75	3,62	3,81	3,69	3,09	2,87	4,46	5,34	4,79	4,62
CaO	0,00	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,10	0,05	0,35
Na ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,00	0,12	0,60	0,19	0,41	0,31	0,16	0,04	0,20	0,35
K ₂ O	9,26	9,05	9,39	9,44	9,47	9,35	9,45	9,30	9,19	9,40	9,41	9,38	8,66
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	94,09	94,76	95,10	95,95	96,73	96,83	98,55	97,59	96,51	97,90	98,17	96,56	95,38
Fm	36,69	38,66	49,11	45,48	16,67	16,99	16,86	14,31	13,43	18,85	21,74	19,97	19,83

Tableau 6.- Analyses chimiques représentatives du clinopyroxène, de la syénite à olivine et pyroxène du Biega.

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	48,23	49,55	49,11	49,07	49,56	48,91	47,33	48,46	47,42
TiO ₂	0,15	0,49	0,51	0,58	0,52	0,36	0,24	0,36	0,40
Al ₂ O ₃	0,36	0,74	0,71	0,76	0,70	0,11	0,36	0,42	0,50
FeO	25,81	18,42	18,95	17,64	19,89	26,24	26,05	26,34	26,44
MnO	1,26	0,86	1,01	1,03	1,05	1,23	1,20	1,26	1,12
MgO	5,06	8,49	8,37	8,14	7,62	4,33	5,21	4,83	4,54
CaO	17,53	20,37	19,97	19,52	19,89	17,24	18,76	18,06	17,34
Na ₂ O	0,52	0,40	0,39	0,40	0,50	0,60	0,63	0,63	0,61
K ₂ O	0,01	0,00	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03
Cr ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TOTAL	98,93	99,32	99,02	97,15	99,75	99,04	99,79	100,37	98,40
Fe	74,85	55,80	57,01	56,05	60,44	77,91	74,49	76,08	77,15
Wo	38,37	43,10	42,29	42,95	42,45	36,58	39,69	39,00	38,41
En	15,51	25,15	24,81	25,07	22,77	13,57	15,43	14,60	14,08
Fs	46,12	31,75	32,90	31,98	34,78	47,85	44,87	46,39	47,51

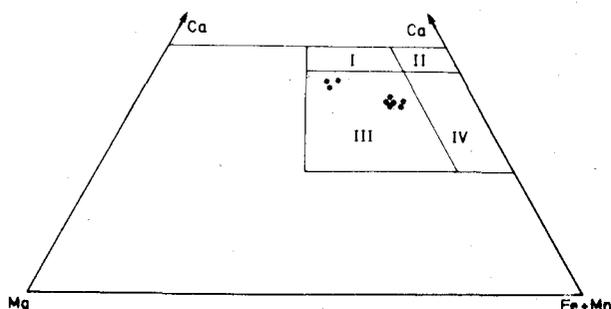


Fig. 8.- Position des analyses du clinopyroxène, de la syénite à olivine et pyroxène (S3) du Biega dans le diagramme de Poldervaart & Hess (1951).

La pauvreté relative des oxydes ferro-titanés en molécules d'ulvöspinel et d'hématite en solutions solides est indicatrice d'une évolution de ces magmas sous des conditions de faible fugacité d'oxygène.

F.- DETERMINATION DES CONDITIONS DE CRISTALLISATION

L'évaluation des conditions thermodynamiques ayant présidé à la cristallisation des roches plutoniques du complexe annulaire du Biega a été tentée à l'aide des minéraux colorés qui constituent des marqueurs précieux dans la mesure où leurs compositions ne varient que dans les limites plus ou moins restreintes.

- l'olivine et le clinopyroxène

La présence de la fayalite dans le faciès de bordure de la syénite S3 est indicatrice d'une cristallisation précoce de ce minéral qui apparaît par ailleurs en association avec le quartz, la magnétite et la ferro-augite. Cette roche possède en outre un rapport FeO/FeO + MgO qui varie entre 0,79 et 0,80, correspondant à la valeur

Tableau 7.- Analyses chimiques représentatives des oxyde de Fe-Ti des roches plutoniques du Biega.

Analyses 1, 2, 3 et 4 : magnétites du granite à biotite (G);
Analyses 5 et 6 : magnétites de la syénite à biotite et amphiboles (S2).
Analyses 7 et 8 : ilménites de la syénite à biotite et amphiboles;
Analyses 9 et 10 : ilménite de la syénite à olivine et pyroxène;
* Fe total présenté sous forme de FeO.

ANALYSE	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	1,31	1,34	1,46	0,93	0,59	0,42	0,57	0,56	-	0,70
TiO ₂	0,10	0,13	0,14	0,10	0,42	0,43	49,70	49,19	55,14	52,73
Al ₂ O ₃	0,22	0,28	0,52	0,23	0,26	0,27	0,23	0,22	0,08	0,18
Fe ₂ O ₃	30,41	30,30	30,30	30,92	-	-	-	-	7,50	2,34
FeO	66,39	66,46	65,47	67,01	91,26*	91,01*	40,28*	39,47*	33,19	42,08
MnO	0,04	0,08	0,04	0,05	0,14	0,27	6,80	5,78	2,60	1,95
MgO	0,17	0,28	0,21	0,04	0,17	0,20	0,27	0,22	0,20	0,34
CaO	0,03	0,08	0,07	0,08	0,06	0,08	0,10	0,08	-	-
Na ₂ O	0,28	0,41	0,39	0,40	0,93	0,77	0,61	0,91	-	-
K ₂ O	0,06	0,09	0,06	0,05	0,06	0,05	0,02	0,03	-	-
TOTAL	99,01	99,46	98,87	99,80	100,55	100,22	98,89	99,50	98,71	100,22
Usp %	0,87	1,13	1,24	1,23	1,23	1,26	-	-	-	-
He %	-	-	-	-	-	-	3,00	1,44	9,34	3,17

indiquée par Bowen & Schairer (1935) comme limite inférieure de stabilité de l'assemblage silice-olivine-pyroxène. Les travaux expérimentaux de Bowen *et al.*, 1933; Lindsey & Munoz, 1969; Wones & Gilbert, 1969; Hewitt, 1978, ont permis de montrer que cet assemblage n'est stable qu'à des pressions relativement basses et des températures élevées (de 940° à 1100°C) et cela pour des fugacités d'oxygène de l'ordre de 10⁻⁸ à 10⁻¹⁸ bar.

- les amphiboles

Les études récentes menées sur les amphiboles des roches alcalines (Giret *et al.*, 1980) suggèrent que dans les roches saturées en silice, les amphiboles de la série hastingsite-barroïsite sont précoces et jouent un rôle important dans l'évolution des liquides méta- à subalumineux vers des termes hyperalcalins caractérisés par la présence d'amphiboles sodiques à cristallisation tardive. L'ensemble des données expérimentales résumées par Fabries (1978) montre que dans les conditions de pression totale constante, les amphiboles calciques et sodiques sont stables à de températures et fugacités d'oxygène d'autant plus élevées qu'elles sont riches en Ca et Al.

Les observations microscopiques montrent que dans le faciès S3, les amphiboles sont apparues après l'assemblage quartz - fayalite - ferro-augite - magnétite; il y a donc lieu de penser que ce milieu était tamponné par Q.F.M. Dans ces conditions, la température de cristallisation des amphiboles calciques serait d'environ 800°C pour des fugacités d'oxygène comprises entre 10⁻¹⁷ bar et des températures variant avec la pression totale : 706°C pour 2 Kb et 685°C pour 1 Kb.

Les conditions thermodynamiques déduites essentiellement de travaux expérimentaux sur les

domaines de stabilité de principales paragenèses minérales suggèrent que les granitoïdes du Biega ont cristallisé sous une $P_{H_2O} < 3,6$ Kb (présence de perthites - Tuttle & Bowen, 1958) correspondant vraisemblablement à une faible profondeur de mise en place, comme le suggère les données structurales, notamment la subsidence en «cauldron», la juxtaposition des laves et des granitoïdes ainsi que la texture microgrenue de certaines intrusions.

La fugacité d'oxygène est globalement contrôlée par le tampon Q.F.M. Ceci implique donc que le début et la fin de la cristallisation de ces magmas se sont fait sans arrivée ni départ notable d'oxygène. La présence des amphiboles et des biotites indique que le milieu n'était pas sec; toutefois la proportion relativement faible de ces minéraux hydroxylés, l'existence dans certains faciès de paragenèses anhydres (fayalite, ferro-augite) suggère que les conditions de saturation n'étaient pas atteintes, ainsi que le témoigne par ailleurs l'absence quasi-totale des poches pegmatitiques qui pourraient matérialiser la présence d'une phase fluide riche en eau.

Dans ces conditions l'évolution en présence de faibles quantités d'eau et pour de faibles pressions totales, le diagramme P.T. dans lequel les courbes de fusion des minima quartz-albite-orthose pour 0 à 3 % en eau ont été établies par Tuttle & Bowen (1958) indique des températures relativement élevées.

Ces magmas chauds et contenant peu d'eau sont caractérisés par un solidus et un liquidus de pente positive jusqu'à des faibles pressions. Ceci leur confère donc une mobilité verticale et une possibilité de mise en place à faible profondeur sans qu'il soit pour autant nécessaire de faire intervenir des phénomènes de surchauffe (Tuttle & Bowen, 1958; Lameyre, 1966; Middlemost, 1969; Harris *et al.*, 1970; Fyfe, 1970; Bonin, 1972; Maaloe & Wyllie, 1975; Lameyre *et al.*, 1976).

VI.- CONCLUSIONS DE L'ETUDE PETROLOGIQUE ET MINERALOGIQUE - CONSIDERATIONS PETROGENETIQUES

Le tableau 8 résume les principales caractéristiques pétrologiques et minéralogiques des roches du complexe annulaire du Biega.

- Les rhyolites grises représentent probablement d'anciennes laves vitreuses ainsi que l'atteste la présence de craquelures perlitiques, tandis que le faciès rhyolitique porphyroïde sombre est formé d'une association quartz + feldspaths alcalins + Fe biotite + zircon + oxydes de Fe-Ti \pm apatite.

- Les trachytes contiennent des feldspaths potassiques dans les deux stades de cristallisation, auxquels s'ajoutent dans la mésostase de la biotite ferrifère, du zircon et des oxydes de Fe-Ti.

Les compositions minéralogiques des plutonites montrent que les feldspaths sont représentés par l'orthose mésoperthitique (granite à biotite et syénite à fayalite + clinopyroxène) et par le microcline perthitique associé à l'albite libre (dans les syénites à amphiboles et biotite). Les minéraux colorés sont riches en fer, ce qui est en accord avec les données géochimiques des éléments majeurs et compatible avec la nature alcaline de ces produits.

Les biotites sont essentiellement des lépidomélanes et des annites (mg compris entre 0,13 et 0,49), les fortes valeurs sont typiques du granite, les distinguant ainsi de celles des faciès syénitiques.

Le clinopyroxène est une ferro-augite associé à la fayalite et au quartz. Cette paragenèse caractéristique de la syénite à pyroxène + fayalite, permet d'apprécier les conditions de cristallisation de ces magmas; par analogie aux systèmes expérimentaux : haute température $\geq 900^\circ\text{C}$; faibles fugacités d'oxygène (tampon Q.F.M.) et faibles p_{H_2O} (< 2 Kb).

Les premières amphiboles à cristalliser dans ce faciès, après les clinopyroxènes, sont ferro-calciques et de compositions intermédiaires entre la hornblende hastingsitique et la barroisite; dans un deuxième stade, cristallisent des amphiboles sodi-calciques qui sont des katophorites relativement enrichies en Al.

Dans les syénites à amphiboles + biotite cristallise la hornblende hastingsitique qui co-existe soit avec la ferro-édénite, soit avec la barroisite définissant ainsi deux faciès distincts.

Les oxydes ferro-titanés sont représentés par la magnétite dans le granite à biotite et par l'ilménite dans la syénite à pyroxène + amphibole. Les deux autres faciès contiennent le couple ilménite-magnétite. La pauvreté relative d'hématite et d'ulvöspinelle en solutions solides dans les ilménites et les magnétites de l'ensemble des plutoniques regardées, est en accord avec les conditions des faibles fugacités d'oxygène dans lesquelles ont évolué ces produits.

L'étude géochimique (éléments majeurs) montre que l'ensemble des roches du Biega sont caractérisées par une richesse en fer et une pauvreté en magnésium liée à leur nature alcaline. Les laves montrent systématiquement l'inéquation $Al > Na + K + 2 Ca$ et le rapport $Na/K < 1$; certains faciès trachytiques contiennent jusqu'à 9,7 % de K_2O pour 0,30 % de Na_2O et 59,1 % de SiO_2 traduisant ainsi leur nature hyperpotassique.

Tableau 8.- Tableau récapitulatif de compositions minéralogiques des roches plutoniques du Biega.

	Granite à biotite (G)	Syénite à biotite et amphiboles (S1)	Syénite à biotite et amphiboles (S2)	Syénite à olivine et pyroxène (S3)
Quartz				
Perthites phase sodique	Ab 95-97% ; Or 1-2%	Ab 92-94% ; Or 3-5%	Ab 92-94% ; Or 0-1%	Ab 83-88% ; Or 1-12%
Perthites phase potassique	Ab 6-7% ; Or 93-94%	Ab 5-10% ; Or 90-95%	Ab 6-10% ; Or 90-94%	Ab 5-15% ; Or 84-90%
Biotite	mg 37-49	mg 14-17	13-24	19-22
Ferro-hastingsite		Si 6,41-6,66	Si 6,27-6,39	Si 6,34-7,14
Ferro-barroisite		mg 1-4	mg 11-12	mg 9-30
Kataphorite			Si 7,14-9,18 mg 11-12	Si 6,78-7,32 mg 25-26
Ferro-augite				Wo 38-43 En 14-25
Fayalite				
Magnétite	Usp 1%		Usp 1%	
Ilménite			Hém 1-3%	Hém 1-9%
Allanite				
Zircon				
Apatite				
Fluorine				

Les différents faciès plutoniques montrent une certaine homogénéité de composition traduite par les faibles valeurs d'écart types. Le granite à biotite et la syénite à amphibole brune + biotite sont alumineux et potassiques (teneur en corindon normatif > 1 et rapport $Na/K < 1$); par contre les deux autres faciès syénitiques sont hyperalcalins et sodiques. La richesse exceptionnelle en potassium semble être caractéristique des vulcanites du Biega; ce caractère est à quelques exceptions près commun aux laves évoluées des complexes annulaires dépourvus de roches basiques, permettant ainsi de les distinguer de vulcanites acides associés aux produits basiques dont le rapport Na/K est généralement supérieur à 1; ceci pourrait indiquer que ces dernières sont des liquides résiduels provenant d'une différenciation par cristallisation fractionnée à partir d'un matériel originel basique alors que les premières seraient enrichies en potassium par «l'effet plagioclase» de Bowen et peut-être par un transfert du potassium à l'état gazeux.

Au niveau de l'ensemble des roches du complexe du Biega, on note une augmentation du rapport Na/K dans le temps depuis la rhyolite grise

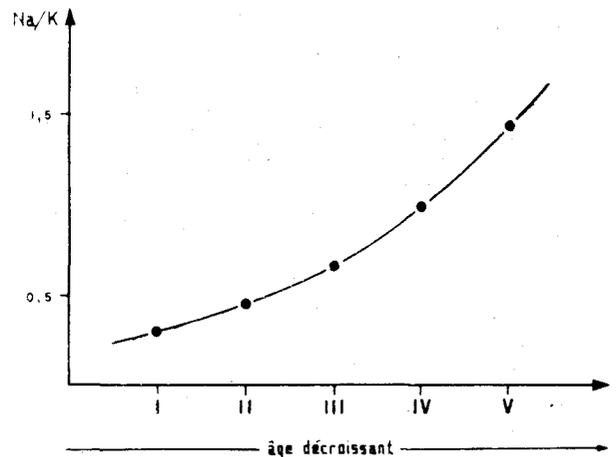


Fig. 9.- Evolution du rapport monocationique des alcalins au cours du temps dans les roches du complexe annulaire du Biega. Les principales unités mises en place successivement sont R1 ≡ I; R2 ≡ II; G ≡ III; S1 et S2 ≡ IV et S3 ≡ V.

microfelsitique représentant la première manifestation éruptive du complexe, jusqu'à la rhyolite sombre porphyroïde puis au granite à biotite, aux syénites à amphibole + biotite et enfin à la syénite à fayalite + clinopyroxène (intrusion la plus jeune) (fig. 9).

Dans l'hypothèse où ces produits seraient comagmatiques et issus d'une différenciation par l'effet «plagioclase», cette évolution pourrait traduire l'existence d'une stratification de la composition de la chambre (ou de la colonne magmatique), les différents niveaux ayant été émis successivement. Il reste que les caractéristiques chimiques observées pourraient également être attribuées à une évolution par cristallisation fractionnée contrôlée vraisemblablement par le fractionnement des clinopyroxènes et des amphiboles ferro-calciques (enrichissement de la silice dans la série évolutive), des plagioclases (décroissance de Al_2O_3 et enrichissement corrélatif en alcalins).

A l'état actuel des connaissances sur les roches alcalines et hyperalcalines du complexe annulaire du Biega, deux hypothèses possibles peuvent être envisagées pour leur origine :

- La première serait de considérer ces produits comme étant d'origine mantellique; ceux-ci auraient donc été générés par cristallisation fractionnée à partir d'un matériel basique non connu en affleurement. Il convient toutefois de noter que des études effectuées sur des complexes analogues (Yoder, 1973; Turcotte & Ahern, 1978), tendent à montrer que des liquides alcalins acides peuvent être générés directement à partir du manteau. D'autre part, Bonin & Lameyre, 1978, ont proposé un modèle supposant une mise en place en plusieurs étapes avec fractionnement dans des pièges au sein desquels les liquides sont collectés avant leur ascension dans les parties superficielles de la croûte.
- Ces magmas peuvent également être d'origine crustale; néanmoins, les conditions physico-chimiques de cristallisation de ces produits excluent l'idée d'une genèse à partir de la partie supérieure de la croûte. Dans cette deuxième hypothèse, ces magmas seraient donc d'origine basi-crustale tout au moins si l'on admet que le terme initial de la série évolutive est de nature alcaline (Syénite méta-alumineuse).

En définitive, l'absence d'analyses géochimiques des éléments en traces et isotopiques, ne permet pas à l'heure actuelle de trancher entre ces deux hypothèses. Néanmoins, les données isotopiques obtenues sur les roches sous-saturées et sursaturées du massif semblable de Kayanza (situé à une centaine de kilomètres plus au Sud), $^{87}Sr/^{86}Sr$ proche de 0,703; $\epsilon_{700}^{Nd} = +1,1$ à 1,8 (Tack *et al.*, 1983), semblent compatibles avec l'idée d'une origine mantellique de ces produits et par analogie, une telle source peut être envisagée pour les roches alcalines du Biega.

VII.- SIGNIFICATION GEODYNAMIQUE DE CE MAGMATISME

Les relations spatio-temporelles existant entre les complexes alcalins anorogéniques et les zones d'extension crustale sont à l'heure actuelle bien établies grâce aux études effectuées sur diverses provinces alcalines du monde (voir synthèses sur ce problème dans Martin & Piwinski, 1972; Sorensen, 1974 et Bonin, 1982). Ceci a donc permis d'élever ces structures au rang de bons marqueurs géodynamiques (Bailey, 1964, 1972 et 1974; Lameyre *et al.*, 1974; Bonin & Lameyre, 1978; Bonin, 1980; Kampunzu *et al.*, 1985; Black *et al.*, 1985). En fonction de l'origine du régime distensif, ces massifs peuvent être regroupés en deux types principaux :

Type 1

Complexes marquant des phénomènes distensifs localisés en milieu continental, sans évolution vers un système de rifts, et non associés à un autre magmatisme à extension régionale : cas des complexes annulaires situés à l'intérieur des plaques (Province alcaline du Niger-Nigéria, Bowden & Turner, 1974).

Ces complexes peuvent être liés :

- soit au fonctionnement d'une anomalie asthénosphérique sous une plaque continentale en mouvement relatif (Bowden *et al.*, 1976; Karche & Vachette, 1976; Van Breemen & Bowden, 1973). De tels massifs sont généralement alignés et montrent des migrations d'âges dont la décroissance indique le sens de déplacement de la plaque.
- soit à des grands cisaillements et failles transformantes (Marsh, 1973; Bonin & Lameyre, 1978).

Type 2

Structures marquant une distension plus poussée débutant généralement par un bombement crustal et pouvant évoluer vers la formation d'un système de rifts et même d'une ride médio-océanique : cas des complexes associés directement à une ouverture océanique (Massif de Limmo, Black *et al.*, 1972; magmatisme alcalin des marges atlantique d'Afrique et d'Amérique du Sud, Marsh, 1973).

Le problème de la signification géodynamique du magmatisme alcalin et hyperalcalin du Biega, ne peut être abordé qu'en tenant compte des données obtenues sur les autres massifs analogues de la province alcaline de la région interlacustre d'Afrique Centrale. En effet, lorsqu'on examine dans son ensemble ce magmatisme on constate que les différents massifs ne sont

pas alignés sur d'anciennes zones de cisaillement lithosphérique.

Le fait que l'ensemble de ces complexes jalonnent la branche occidentale du rift africain, a conduit certains auteurs à considérer l'existence de liens étroits entre ces deux phénomènes (Poucllet, 1976; Tack *et al.*, 1983). Cette idée fut appuyée par des datations radiométriques attribuant des âges crétacés à certains de ces complexes (Bellon & Poucllet, 1980).

Les données géochronologiques effectuées plus tard (K/Ar, Rb/Sr et U/Pb sur zircons) (Kampunzu, 1981; Lubala, 1981; Vellutini *et al.*, 1981; Tack *et al.*, 1983) tendent à montrer que leur mise en place se serait plutôt faite pendant le panafricain.

Ceci suggère donc l'absence d'une quelconque relation directe entre ces structures et la distension génératrice du rift cénozoïque. De plus, nous avons récemment montré (Kampunzu *et al.*, 1983) que la plus ancienne manifestation volcanique marquant la phase de gonflement initial précédant l'ouverture de ce rift au Kivu est d'âge crétacé. Enfin, on peut noter que l'absence dans ces complexes des magmas basiques tholéiitiques et transitionnels associés aux roches alcalines acides est incompatible avec une idée de distension généralisée pré ou syn-rift.

Il reste donc que ces massifs peuvent être liés à un phénomène de distension «marginale» suggérant donc que dans cette partie de l'Afrique Centrale, il s'est produit un passage rapide d'un régime orogénique au Kibarien à une distension qui débute entre 800-700 M.a., âge le plus ancien actuellement connu sur ces complexes. Cette distension panafricaine aurait préfiguré le tracé de l'actuelle branche occidentale de la Rift Valley Africaine.

BIBLIOGRAPHIE

- BAILEY, D.K., 1964.- Crustal warping. A possible tectonic control of alkaline magmatism. *Journ. Geophys. Res.*, (6) : 1103-1111.
- BAILEY, D.K., 1972.- Uplift, rifting and magmatism in continental plates. *Leeds University. Earth Sciences.*
- BAILEY, D.K., 1974.- Continental rifting and alkaline magmatism in «Alkaline Rocks, Sorensen ed., Wiley int. Publ. London : 148-159.
- BELLON, H. & POUCLLET, A., 1980.- Datations K-Ar de quelques laves du Rift-Ouest de l'Afrique Centrale; implications sur l'évolution magmatique et structurale. *Geologische Rundschau*, 69 (1) : 49-62.
- BLACK, R., 1965.- Sur la signification pétrogénétique de la découverte d'anorthosites associés aux complexes annulaires subvolcaniques du Niger. *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 260 : 5829-5832.
- BLACK, R., JAUJOU, M. & PELLATON, C., 1967.- Notice sur la carte géologique de l'Aïr à l'échelle du 1/500.000. *B.R.G.M., ed.*
- BLACK, R., LAMEYRE, J. & BONIN, B., 1980.- The structural setting of alkaline complexes. *Journ. Afric. earth Sciences*, 3 (1/2) : 5-16.
- BLACK, R., MORTON, W.H., REX, D.C. & SCHACKTETON, R., 1972.- Sur la découverte en Afar (Ethiopie) d'un granite hyperalcalin miocène : le massif de Limmo. *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 274 : 1453-1456.
- BONIN, B., 1972.- Complexe granitique subvolcanique de la région de Tolfa-Cauro (Corse). *Thèse 3ème cycle*, Paris VI, Labo. Géol., NS, 7 : 27 p.
- BONIN, B., 1977.- Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse : caractéristiques, signification et origine. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 19 : 865-871.
- BONIN, B., 1980.- Les complexes acides alcalins anorogéniques continentaux : l'exemple de la Corse. *Thèse Doct. d'Etat*, Univ. P. et M. Curie, 756 p.
- BONIN, B., 1982.- Les granites des complexes annulaires. *B.R.G.M. Ed., Collection «Manuels et Méthodes»*, 4 : 183 p.
- BONIN, B. & LAMEYRE, J., 1978.- Réflexions sur la position et l'origine des complexes magmatiques anorogéniques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 7, XX (1) : 45-59.
- BORLEY, G.D., 1974.- Ferromagnesian mineralogy and temperatures of formation of the Younger Granites of Nigeria. *In* : «Geology of Nigeria», C.A. Kogbe ed., Elizabethan Publ. Co., Surulere (Lagos) : 159-176.
- BOUTAKOFF, N., 1933.- Sur la découverte de deux massifs de volcans éteints au Sud-Ouest du lac Kivu. *Bull. Soc. belge Géol.*, XLIII : 42-49.
- BOUTAKOFF, N., 1939.- Géologie des territoires situés à l'Ouest et au Nord du fossé tectonique du Kivu. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, IX (1).
- BOUTAKOFF, N., 1956.- Les massifs volcaniques du Kahuzi et du Biega (Kivu, Congo Belge). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, IX (5) : 1-40.
- BOWDEN, P. & TURNER, D.C., 1974.- Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger province, West Africa. *In* : «The alkaline rocks», H. Sorensen ed. : 330-351.
- BOWDEN, P., VAN BREEMEN, O., HUTCHINSON, J. & TURNER, O.C., 1976.- Paleozoic and Mesozoic age trends for some ring complexes in Niger and Nigeria. *Nature*, 259 : 297-299.
- BOWEN, N.L., SCHAIRER, J.F. & POSNJAK, E., 1933.- The system CaO-FeO-SiO₂. *Amer. Journ. Sci.*, 5th ser., 26, 193 p.
- BOWEN, N.L. & SCHAIRER, J.F., 1935.- The system MgO-FeO-SiO₂. *Amer. Journ. Sci.*, 5 (29) : 197 p.
- BREEMEN VAN, O. & BOWDEN, P., 1973.- Sequential age trends for some Nigerian Mesozoic granites. *Nature*, 242, 11.
- EUGSTER, H.P. & WONES, D.R., 1962.- Stability relations of a ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, GB, 3 : 82-125.
- FABRIES, J. & ROCCI, G., 1965.- Le massif granitique du Tarraouadji (République du Niger). Etude et signification pétrogénétique des principaux minéraux. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 88 : 319-340.
- FABRIES, J., 1978.- Les types paragéométriques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques. *Bull. Min.*, 101 : 155-165.
- FYFE, W.S., 1970.- Some thoughts on granitic magmas. *In* : Mechanism of igneous intrusion. Newall and Rast Ed.
- GADALIA, A., 1980.- Les rhyolites du stade initial de l'ouverture du rift : exemple des rhyolites miocènes de l'Afar. *Thèse 3ème cycle*. Univ. Orsay.
- GIRET, A., BONIN, B. & LEGER, J.M., 1980.- Amphibole compositional trends in oversaturated and under-saturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canad. Mineral.*, 18 : 481-495.
- HARRIS, P.G., KENNEDY, W.Q. & SCARFE, C.M., 1970.- Volcanism versus plutonism. The effect of chemical composition. *In* : Mechanism of igneous intrusion. Newall and Rast Ed.
- HEWITT, D.A., 1978.- A redetermination of the fayalite-quartz-magnetite equilibrium between 650° and 850°C. *Amer. Jour. Sci.*, 278 : 715-724.
- KAMPUNZU, A.B., 1981.- Le magmatisme du massif de Kahuzi (Kivu, Zaïre). Structure, pétrologie, signification et implication géodynamique. *Thèse ès-Sciences*. Univ. Lubumbashi, Zaïre, 378 p.
- KAMPUNZU, A.B., VELLUTINI, P.J., CARON, J.P.-H., LUBALA, R.T., KANIKA, M. & RUMVEGERI, B.T., 1983.- Le volcanisme et l'évolution structurale du Sud-Kivu (Zaïre) Un modèle d'interprétation géodynamique du volcanisme distensif intracontinental. *Bull. Centre Rech. Explor. Prod. elf-Aquitaine*, 7 (1) : 257-271.

- KAMPUNZU, A.B., LUBALA, R.T., MAKUTU, M.N., CARON, J.P.-H., ROCCI, G. & VELLUTINI, P.J., 1985.- Les complexes alcalins de la région interlacustre à l'Est du Zaïre et au Burundi : un exemple de massifs anorogéniques de relaxation. *Journ. African Earth Sciences*, 3 (1/2) : 151-167.
- KARCHE, J.P. & VACHETTE, M., 1976.- Migration des complexes subvolcaniques à structure annulaire du Niger. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 282 : 2033-36.
- LAMEYRE, J., 1966.- Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central français. *Ann. Fac. Sci. Clermont Ferrand*, 29 : 264 p.
- LAMEYRE, J., MAROT, A., ZIMINE, S., CANTAGREL, J.M., DOSSO, L. & VIDAL, Ph., 1976.- Chronological evolution of the Kerguelen Islands syenite-granite ring complexe. *Nature G.B.*, 263 : 306-307.
- LARSEN, L.M., 1976.- Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Illmaussaq intrusion, South Groenland. *J. Petrology*, 17 : 258-290.
- LUBALA, R.T., 1981.- Etude géologique du massif du Biega (Kivu, Zaïre). Structure, géochronologie, pétrologie et signification géotectonique. *Thèse ès-Sciences*, Univ. de Lubumbashi, Zaïre, 308 p.
- LUBALA, R.T. & VELLUTINI, P.J., 1978.- Données structurales sur le massif du Biega (Sud-Kivu, Zaïre). *Ilè Journées Scientifiques, Fac. Sci., Lubumbashi*, Résumé.
- LUBALA, R.T. & VELLUTINI, P.J., 1981.- Données structurales sur le Massif du Biega (Kivu, Zaïre). *Ann. Fac. Sci. Lubumbashi*, 1979, II : 97-102.
- LUTH, W.C., JAHNS, R.H. & TUTTLE, O.F., 1964.- The granite system at pressures of 4 to 10 kb. *Journ. Geophysical Research*, 69 : 759-773.
- MAALOE, S. & WYLLIE, P.J., 1975.- Water content of a granitic magma deduced from the sequence of cristallisation determined experimentally with water undersaturated conditions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52 : 171-191.
- MARSH, J.S., 1973.- Relationship between transformation directions and alkaline rock lineaments in Africa and South America. *E.P.S.L.*, 18 : 317-323.
- MIDDLEMOST, E.A.K., 1969.- The granit spectrum. *Lithos*, 2 : 217-221.
- MOREAU, C., 1982.- Les complexes annulaires anorogéniques à suites anorthosiques de l'Air central et septentrional (Niger). *Thèse d'Etat*, Univ. Nancy I, 360 p.
- NEUMANN, E.R., 1976.- Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo region plutonic rocks. *Lithos*, 9 : 85-109.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H., 1951.- Pyroxenes in the cristallization of basaltic magma. *Journ. of Geology*, 59 : 472-489.
- POUCLET, A., 1976.- Volcanologie du rift de l'Afrique Centrale; le Nyamulagira dans les Virunga. Essai de magmatologie du rift. *Thèse d'Etat*, Orsay, 660 p.
- REYNOLDS, D.L., 1956.- Caldera and ring-complexes. *Nederlandsch. Geol. Mijnb. Senoot. Verh.*, Brouwer, 16 : 335-378.
- SOROTCHINSKY, C., 1934.- Etude pétrographique de l'édifice volcanique du Kahuzi et du Biega (Kivu). *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 9 (6) 4 : 1-98.
- STEPHENSON, D., 1976.- A simple shear model for the ductile deformation of high-level intrusions in South Greenland. *J. Geol. Soc. London*, 132 : 307-318.
- STRECKEISEN, A., 1976.- To each plutonic rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12 : 1-33.
- TACK, L., DEUTSH, S., LIEGEOIS, J.P. & DE PAEPE, ., 1983.- Age Nd and Sr isotopic geochemistry of the alkaline plutonic complex of the Upper-Ruvubu (Burundi). *12e Colloque sur la Géologie Africaine, Bruxelles*, Résumé.
- THOREAU, J. & CHEN, J., 1943.- Roches éruptives et métamorphiques du Kivu Central et Oriental. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 9 (8) : 1-28.
- TURCOTTE, D.L. & AHERN, J.L., 1978.- A porous flow model for magma migration in the asthenosphere. *J. Geophys. Res.*, 83 : 767-772.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, L., 1958.- Origin of granite in the light of experimental studies in the system Na Al Si₃O₈ - K Al Si₃O₈ - SiO₂ - H₂O. *Geol. Soc. Am. Min.*, 74 : 153 p.
- VELLUTINI, P.J., BONHOMME, M., CARON, J.P.-H., KAMPUNZU, A.B. & LUBALA, R.T., 1981.- Sur la signification «tectonique» des complexes alcalins acides de Kahuzi et du Biega (Kivu, Zaïre). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 292 : 1027-1029.
- VINCENT, P.M., 1963.- Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). *Mém. du B.R.G.M.*, n° 23, Editions BRGM.
- WONES, D.R. & GILBERT, M.C., 1969.- The fayalite-magnetite-quartz assemblage between 600 and 800°C. *Amer. J. Sci.*, 267 A : 480-488.
- YODER, H.S. Jr., 1973.- Contemporaneous basaltic and rhyolitic magma. *Amer. Mineralogist*, 58 : 153-171.