

GÉOLOGIE. Le massif anarthosito-leuconoritique d'Hydra et son faciès de bordure.

Note¹ de MM. Daniel Demaiffe, Jean-Clair Duchesne, Jean Michot et Paul Pasteels, présentée par M. Jean Wyart.

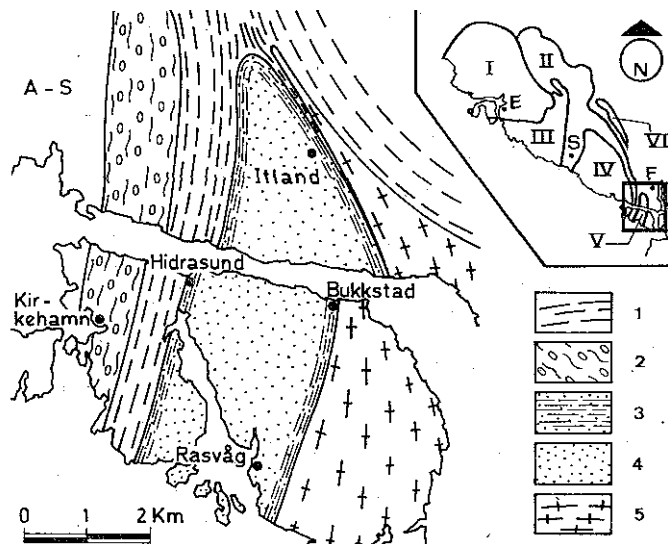
D. D., J. M., Laboratoires de Minéralogie-Pétrologie, Université Libre de Bruxelles, 50, avenue F. D. Roosevelt, Belgique ;

J.-C. D., Laboratoires de Géologie, Pétrologie et Géochimie, Université de Liège, Belgique ;

P. P., Lab. voor Geochronologie, Vrije Universiteit van Brussel, Belgique.

Le massif anorthosito-leuconoritique d'Hydra [(¹), (²)] appartient au complexe éruptif anorthosito-norito-mangéritique du Rogaland (Norvège méridionale) dont il constitue la terminaison sud-est. Ce massif est enchâssé entièrement dans l'enveloppe métamorphique (comme le massif de Garsaknatt situé plus au Nord) et est séparé d'un des massifs principaux (Åna-Sira) par un septum complexe constitué notamment de gneiss blastomylonitiques de composition magnéritique et noritique (³) (fig.)

Fig. Carte schématique de l'extrémité sud-est du complexe éruptif du Rogaland méridional.



1. Gneiss encaissants 2. Complexe norito-mangéritique. 3. Norite, monzonorite de bordure avec texture planaire. 4. Anorthosite-leuconorite. 5. Farsundite. I. Massif d'Egersund-Ogna. II. Massif de Bjerkrem-Sogndal. III. Massif de Håland-Helleren. IV. Massif d'Åna-Sira (A.-S.). V. Massif d'Hydra. VI. Massif de Garsaknatt (d'après J. et P. Michot, 1969, simplifié) ; E, Egersund ; S, Sogndal ; F, Flekkefjord.

STRUCTURE GÉNÉRALE

Dans l'ensemble, le massif présente un caractère leuconoritique dominant (« noritic anorthosite » : 10 à 25 % de minéraux ferro-magnésiens) qui, localement, dans la partie centrale, passe à une anorthosite *sensu stricto* (< 10 % de ferromagnésiens) de granularité très grossière (10 à 15 cm).

Au contact des gneiss à l'Ouest et à l'Est, comme au contact de la farsundite au Sud-Est, le massif est entouré d'une couronne de roches à faciès fin (300 à 500 μm) de 3 à 50 m d'épaisseur, de composition noritique à monzonoritique. Ce faciès renferme par endroits des phénocristaux de plagioclase de 0,5 à 2 cm. Abstraction faite de certaines complications mineures (transgression sur le faciès noritique fin à phénocristaux d'un faciès moyennement grenu leuconoritique), ces phénocristaux de plagioclase (An 42-48) deviennent de plus en plus nombreux en s'éloignant du contact, jusqu'à constituer finalement la leuconorite grossière. Les roches du faciès de bordure présentent une légère texture orientée planaire, soulignée soit par les phénocristaux de plagioclase,

¹ Séance du 13 juin 1973

soit par des lentilles feldspathiques. Le centre du massif comprend des anorthosites massives et grossières à structure subophitique, constituées de plagioclases idiomorphes entre lesquels se disposent le minerai noir, le pyroxène orthorhombique, l'apatite et un agrégat à structure micrographique de feldspath potassique et de quartz. Le plagioclase, homogène dans sa partie centrale (An 45-50) et riche en inclusions diverses (rutile, minerais noirs, etc.), devient plus sodique et potassique en bordure (antiperthite) avec disparition concomitante des inclusions. Il passe finalement, en continuité optique, au feldspath potassique de la structure micrographique. Cette structure est typique des orthocumulats ⁽⁴⁾. Il faut noter que le plagioclase n'est pas granulé contrairement à ce que l'on observe dans les autres massifs anorthositiques de la province. Aucune protoclase ou cataclase n'est donc intervenue pendant ou après la cristallisation de la roche, ce qui vraisemblablement explique la conservation de la structure d'orthocumulat.

Les relations structurales qui prévalent entre les orthocumulats et les roches à faciès fin de bordure montrent que ces dernières pourraient représenter soit le liquide initial (faciès fin dépourvu de phénocristaux), soit le liquide en équilibre avec les phénocristaux de plagioclase (faciès porphyrique), l'anorthosite représentant de son côté le cumulat formé à partir de ce liquide.

RELATIONS AVEC LES GNEISS ENCAISSANTS

Comme l'indique la figure, le massif d'Hidra se situe dans une digitation des gneiss de l'enveloppe et son contact est dans l'ensemble concordant sur les flancs est et ouest. La structure des gneiss ne paraît pas affectée par la proximité de l'intrusion à l'exception toutefois du développement d'une structure linéaire dans les roches affleurant à la pointe nord du massif, dans la zone où la roche intrusive s'est insérée le long de la texture en écartant les gneiss de part et d'autre. Dans cette même zone, le contact du massif avec la couverture, souligné dans sa partie interne par la texture planaire du faciès de bordure, est tout à fait discordant avec les allures nord-sud des gneiss encaissants.

IMPORTANCE DE L'ETUDE DU FACIÈS DE BORDURE.

L'étude géochimique des roches du faciès porphyrique de bordure a été entreprise en vue de préciser les relations entre phénocristaux et mésostase sur le plan des coefficients de partage de Sr, Ca, K, Rb et des rapports isotopiques ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr.

Tableau

	Sr ppm	Ca %	Sr/Ca (x10 ³)	D _{Plag} ^{Sr}	D _{Plag} ^{Sr/Ca}	K ppm	Rb ppm	K/Rb	D _{Plag} ^{K/Rb}	Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶ ±0,0002	(Sr ⁸⁷ /Sr ⁸⁶)
Phénocristal 1	770 (F.X.) 798 (D.I.)	6,40	12,0	1,71	1,38	5230	12,3*	1453	3,07	0,7057 ₂ ±0,0002	0,7050 ₇
Phénocristal 2	815 (D.I.)	-	-				3,6			0,7055 ₁ ±0,0005	0,7053 ₃
Mesostase noritique	450 (F.X.) 453 (D.I.)	5,16	3,7				19,1			473	0,7079 ₁ +0,0003
Plagioclase de la mésostase	796 (D.I.)	-	-				13,6			0,7058 ₃ ±0,0004	0,7051 ₁

Sr, Ca, K déterminés par spectrométrie de fluorescence X (F. X) ⁽⁵⁾.

Sr, Rb déterminés par dilution isotopique (D. I.). Les mesures ont été effectuées avec le spectromètre de masse « Varian TH 5 ». Les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr sont normalisés suivant la valeur de ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194. La valeur obtenue sur le standard Eimer et Amend est de 0,70807 ± 0,00005 (σM).

(*) Contamination probable par feldspath potassique.

Les résultats préliminaires (tableau) montrent que :

1. L'hypothèse de l'équilibre entre phénocristaux et mésostase n'est pas infirmée. En effet, les valeurs des coefficients de partage $D_{\text{plag}}^{\text{Sr}}$ et $D_{\text{plag}}^{\text{Sr/Ca}}$ (⁵) sont en accord avec les données disponibles [(⁶), (⁷), (⁸)]. La valeur du rapport K/Rb dans les phénocristaux de plagioclase est proche des valeurs avancées par différents auteurs [(⁸), (⁹), (¹⁰)]. Le coefficient de partage $D_{\text{plag}}^{\text{K/Rb}}$ entre phénocristaux et mésostase atteint une valeur nettement supérieure à l'unité, confirmant la relation mise en évidence pour les roches basaltiques et gabbroïques (⁹).

2. Le rapport initial (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ de $0,7052 \pm 0,0001$ est du même ordre de grandeur que les valeurs rapportées pour les autres massifs anorthositiques de la province (¹¹). Le rapport initial est déduit du rapport mesuré et des teneurs en Rb et Sr en attribuant à la roche un âge de 1 000 MA. La correction apportée ainsi est très faible pour le plagioclase. Elle est plus importante pour la roche totale qui, en outre, ne paraît pas s'être comportée en système fermé (l'échantillon est légèrement altéré). Si l'on ne considère dès lors que les données se rapportant aux plagioclases, on constate l'identité des rapports à l'origine, de sorte que l'on peut rejeter l'hypothèse d'une assimilation des roches de l'enveloppe par le magma après la constitution des phénocristaux.

Ces premières conclusions géochimiques permettent de formuler l'hypothèse suivant laquelle *le faciès de bordure du massif d'Hidra représente soit le magma parental de la suite anorthosite-mangérite [magma plagioclasique de P. Michot (¹²)], soit un des liquides résiduels engendrés par cristallisation fractionnée d'un tel magma.* Des données supplémentaires sont cependant nécessaires pour trancher cette alternative.

POSITION DU MASSIF D'HIDRA DANS LE CYCLE ORO-MAGMATIQUE

Si l'allure redressée des gneiss constituant l'enveloppe orientale du complexe éruptif du Roga-land et leur texture orientée, localement blastomylonitique [sensu Bellière (¹³)], ont été acquises lors de la montée diapirique syncinématique de l'anorthosite d'Åna-Sira [fig. 10 de (²)], on doit admettre que l'intrusion leuconoritique d'Hidra s'est mise en place postérieurement à toute déformation majeure de l'enveloppe. L'absence de protoclaste ou de cataclase et l'existence d'un faciès de bordure à texture fluidale planaire suggèrent d'ailleurs des conditions d'environnement atectonique. La verticalité des surfaces structurales contrôlant l'intrusion contraste d'autre part avec l'horizontalité des intrusions marginales, essentiellement syncinématiques, de P. Michot (¹⁴).

Sur le plan de la structure interne, il est vraisemblable que la concentration des cumulats anorthositiques au centre du massif résulte d'un processus de différentiation fluidale [« flowage différentiation » (¹⁵)].

Le massif anorthosito-leuconoritique d'Hidra pourrait donc constituer un cas intermédiaire entre les intrusions syncinématiques [Egersund-Ogna, Bjerkrem-Sogndal, Håland-Helleren, etc. (²), Morin (¹⁶)] et les intrusions postcinématiques [Michikamau, Harp Lake (¹⁷)]. Il serait l'expression de la permanence des manifestations basiques dans le cycle oromagmatique.

Références

- 1 T. F. W. BARTH, in : G. HOLTEDAHL, *Geology of Norway, Nor. Geol. Unders.*, 208, 1960, p. 6-44.
- 2 J. MICHOT et P. MICHOT, in : Y. W. ISACHSEN, *Origin of anorthosite and related rocks, N. Y. State Mus. Sc. Serv. Mem.*, 18, 1969, p. 399-410.
- 3 D. DEMAÏFFE, *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 95, 1972, p. 255-269.
- 4 L. R. WAGER, G. M. BROWN et W. J. WADSWORTH, *Journ. Petrology*, 1, 1960, p. 73-85.
- 5 J. C. DUCHESNE, *Chem. Geol.*, 8, 1971, p. 123-130.
- 6 R. BERLIN et C. M. B. HENDERSON, *Earth Planet. Sc. Lett.*, 4, 1968, p. 79-83,
- 7 K. C. BROOKS, *Chem. Geol.*, 8, 1968, p. 15-20.
- 8 J. A. PHILPOTTS et C. C. SCHNETZLER, *Geoch. Cosmoch. Act.*, 34, 1970, p. 307-322.
- 9 W. L. GRIFFIN et V. R. MURTHY, *Chem. Geol.*, 6, 1970, p. 265-271.

- 10 J. B. GILL et V. R. MURTHY, *Geoch. Cosmoch. Act.*, 34, 1970, p. 401-408.
- 11 J. MICHOT et P. PASTEELS, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92, 1969, p. 255-262.
- 12 P. MICHOT, *Geol. Rundsch.*, 54, 1964, p. 956-976.
- 13 J. BELLIERE, *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 94, 1971, p. 249-263.
- 14 P. MICHOT, *Geol. Rundsch.*, 50, 1960, p. 94-105.
- 15 S. BHATTACHARJI et C. H. SMITH, *Science*, 145, n° 3628, 1964, p. 150-153.
- 16 J. MARTIGNOLE et K. SCHRIJVER, *Bull. Geol. Soc. Finland*, 42, 1970, p. 165-209.
- 17 R. F. EMSLIE, *Can. J. Earth Sc.*, 10, 1973, p. 54-71.