

## COMMENTAIRES SUR «LE TECTONOLOPOLITE COMPOSITE DE BJERKREIM-SOKNDAL, SA BORDURE NORD-ORIENTALE EN FAILLE SOUDEE AVEC CEINTURE PSEUDOMAGMATIQUE DE CORNEITES NORITIQUES ENALLOGENES (ROGALAND, NORVEGE)»

par

Jean-Clair DUCHESNE<sup>1</sup>

### SUR LA CEINTURE NORITIQUE

Une note signalant à Tjörn l'existence d'une roche semblable à celle que nous avons décrite en bordure du massif de Hydra (Demaiffe *et al.*, 1973; Duchesne *et al.*, 1974), a amené P. Michot à nous livrer un fait nouveau : il existe une entité noritique sur la bordure N et NE du massif de Bjerkreim-Sokndal qui ressemble au faciès de bordure de Hydra. Ce point est très intéressant. En effet, si comme je le pense, il s'agit d'un faciès de consolidation rapide, P. Michot nous donne une des clés de la problématique du massif. Si par contre, comme il le suggère, cette norite est bien le résultat d'une anatexie locale de matériau métabasique, nous aurions là la possibilité d'observer le mécanisme générateur des liquides monzonoritiques que nous avons postulé dans nos travaux antérieurs (Duchesne *et al.*, 1985b, 1989; Duchesne, 1990) sans jamais en avoir d'indication directe.

P. Michot m'avait signalé en 1991 plusieurs affleurements, notamment ceux qu'il décrit dans son chapitre B, 3.3 à 3.5, en me recommandant de les visiter. Ce que je fis l'été 91. Les observations que j'en ai ramenées ne concordaient pas complètement avec les siennes et je lui avait fait part de mes doutes à mon retour. Certains affleurements sont très complexes et méritent une étude géochimique approfondie qui pourrait aider à lever l'ambiguïté de certaines relations de terrain. Je ne prétends donc pas épuiser le sujet ici. D'autres affleurements par contre sont simples et explicites et des conclusions peuvent être tirées sans attendre une étude géochimique fine.

Sur le flanc NE, l'enveloppe métamorphique est constituée de migmatites charnockitiques litées (Hermans *et al.*, 1975) où alternent des bancs de métagranites et de metabasites (gneiss noritiques). La disposition de la foliation est

parallèle au contact. L'anorthosite grenue, comme l'indique la figure 4 de l'article de P. Michot, n'est pas en contact direct avec les gneiss mais une norite magmatique équigranulaire, finement grenue et localement à phénocristaux, s'interpose entre l'anorthosite et les gneiss. Quand cette formation vient en contact avec le terme noritique des migmatites - comme c'est le cas entre le Nordavatnet et le Oyavatnet, elle forme ce que P. Michot appelle la ceinture noritique : on y passe en quelques mètres de roches de faciès magmatique à des roches de faciès métamorphique de compositions très proches et de structures convergentes quand la norite magmatique n'est pas porphyrique : granoblastique pour les metabasites et microgrenue pour les roches magmatiques. Quand la norite se juxtapose aux metabasites, se soude à elles, la limite devient macroscopiquement imperceptible. Quant aux constituants granitiques des gneiss migmatitiques dans cette zone de soudure, ils s'estompent rapidement vers l'intérieur du lopolite ; les bancs deviennent discontinus, lenticulaires, irréguliers, s'effaçant progressivement dans la roche noritique qui se charge localement de quartz et de feldspath potassique. La norite magmatique se contamine par le matériau granitique qu'elle résorbe. Les modalités du contact sont complexes et c'est là que P. Michot, décrivant en termes de transition continue les relations entre roches magmatiques et métamorphiques, en déduit la transformation de l'une en l'autre. Pour ce faire il élabore le processus que l'on sait dans lequel une roche (cornéite) se transforme en une autre (norite à phéno) par anatexie en système ouvert, sous l'influence d'un magma intrusif, supposé basique, qui migre le long d'un plan de contact en emportant le matériau acide (mais ne laisse

1. Laboratoires associés de Géologie, Pétrologie et Géochimie, Université de Liège, 4000 Sart-Tilman (Belgique).

aucune autre trace de son passage dans le conduit qui se referme et se soude), le tout accompagné d'un mouvement différentiel des épontes. On notera que pour expliquer la simple transition entre deux termes, P. Michot invoque la superposition au même endroit de l'anatexie de roches basiques, d'un charriage et d'un flux magmatique.

A environ 2 km au Nord, au pied du Daurmaalsknuten à l'W du Hellevatn, les faits de terrains sont plus simples. L'enveloppe est constituée de gneiss migmatitiques charnockitiques massifs, à foliation bien affirmée et à pente légère 20-30°ENE (la carte de Hermans *et al.* (1975) confirme le caractère massif de ces migmatites). Comme le dit P. Michot, l'entité noritique affleure au pied de la falaise. Le contact des norites et des gneiss est cependant subvertical. De plus, la norite présente au contact un faciès plus finement microgrenu qu'à quelques dm à l'intérieur du massif, la transition étant continue et rapide. Des phénocristaux de 5 à 10 mm sont localement présents. Le plan de foliation des gneiss charnockitiques est clairement recoupé par le plan de contact, la foliation ne s'effaçant qu'à quelques cm du contact. Aucune cornéite n'est observée ni dans les gneiss, ni dans l'entité noritique.

L'examen pétrographique révèle que cette roche microgrenue de contact est en fait une monzonorite. Sa texture est caractérisée par un orthopyroxène poecilitique interstitiel, du minerai noir disséminé en inclusion dans tous les silicates et par une apatite en baguettes très allongées (rapports longueur: largeur jusqu'à 15:1) et également disséminées dans les feldspaths et les pyroxènes. Cet habitus de l'apatite n'est à ma connaissance jamais observé dans les metabasites ni dans les monzonorites plus grenues: dans ces roches l'apatite et le minerai noir ne sont jamais présents en inclusion dans les plagioclases jamais présents en inclusion dans les plagioclases mais sont interstitiels aux autres minéraux. De plus, l'apatite est trapue (rapports longueur: largeur jusqu'à 4:1). Par contre on observe ces aiguilles d'apatite dans les faciès de bordure des grands dykes monzonoritiques (ex. Varberg, Lomland, Tellnes) ou dans des dykes monzonoritiques d'épaisseur décimétrique (ex. satellites des dykes du Varberg et de Tellnes). Ces aiguilles très allongées d'apatite sont par ailleurs considérées, depuis les travaux expérimentaux de Wyllie *et al.* (1962), comme résultant d'un refroidissement rapide avec trempe d'un magma (Didier, 1973; voir aussi les nombreuses références dans Didier & Barbarin, 1991).

La croissance de la dimension du grain en s'éloignant du contact est aussi un phénomène tout à fait classique dans les intrusions magma-

tiques. Ce phénomène suit les règles strictes de la dynamique de cristallisation (Brandeis & Jaupart, 1987).

Il résulte de ces considérations que l'on a bien affaire à l'W du Hellevatn à une masse magmatique, refroidie rapidement avec faciès de trempe au contact d'un encaissant. La surface de contact n'est donc pas une faille soudée. Sa disposition verticale de direction EW est de plus incompatible avec l'allure du plan de la faille bordière invoquée par P. Michot. L'entité noritique peut donc exister indépendamment de cette faille bordière.

Autre constatation, les gneiss charnockitiques ne sont pratiquement pas anatectisés par l'intrusion. Seule une zone recristallisée de quelques cm d'épaisseur efface la foliation le long du plan de contact.

La similitude des structures observées à l'W de Hellevatnet avec celles qui ont été décrites à Hydra est frappante (voir notamment la coupe classique du Vardefjellet décrite dans Maijer & Padget, 1987, figs. 4.10). Dans le massif de Hydra, sur son flanc oriental, les faciès monzonoritiques microgrenus sont en contact direct avec un niveau massif de gneiss leucocharnockitique (voir point h de la coupe, fig. 4.10-l.c.). On n'observe aucune cornéite au contact, du côté de l'intrusion, mais un faciès très finement microgrenu (apatite en aiguilles!) avec augmentation progressive du grain vers l'intérieur du massif, en même temps que des phénocristaux de plagioclase font leur apparition et augmentent en taille et en quantité en s'éloignant du contact. Les phénomènes d'anatexie des gneiss leucocharnockitiques sont très discrets, voire absents.

Dans Bjerkreim-Sokndal, aux pieds Sud et Ouest (Klöttveit) du Solbjörnipa, chaque fois qu'on peut l'observer, le contact est subvertical. L'encaissant est constitué de migmatites rubanées et on y observe tout un cortège de phénomènes de contact: du côté de la chambre magmatique, faciès monzonoritiques microgrenus (trempés), faciès porphyriques, agglomérats de cristaux de plagioclases, enclaves de «cornéites», faciès contaminé par du matériel quartzofeldspathique; du côté de l'encaissant, nombreuses indications de fusion anatectique du matériau acide et de sa remobilisation sous forme de dykes, dislocation des bancs basiques dans le matériau acide, etc.

Ma conclusion est donc que les affleurements à l'W du Hellevatn donnent la clé de l'origine de la ceinture noritique de P. Michot: on a affaire à une monzonorite exclusivement magmatique qui du côté du lopolithe passe à l'anorthosite et du côté de l'encaissant est en contact direct avec celui-ci. La

présence du faciès très finement grenu le long du contact est l'indication que celui-ci n'est pas une faille soudée.

Les affleurements sur le contact NE s'interprètent très simplement comme un contact entre une monzonorite, plus ou moins contaminée par l'encaissant acide fondu, et les gneiss noritiques de l'encaissant.

La monzonorite est suffisamment chaude pour fondre les bancs granitiques des gneiss encaissants à Kløgtveit et entre les lacs du Nordavatnet et du Oyavatnet. Toutefois elle n'affecte pas les gneiss granitiques massifs à l'W du Hellevatnet et au Solbjörnipa, probablement parce que ceux-ci ont une composition un peu plus réfractaire. La capacité que possède la monzonorite à anatectiser son encaissant est donc limitée à certains matériaux acides. Il est par conséquent exclu que cette monzonorite puisse fondre du matériau basique, encore plus réfractaire. (Il nous faudra donc chercher ailleurs les indications de la fusion noritique que nous avons évoquée au début de ce chapitre).

A l'W du Hellevatnet, l'absence de faille au contact et l'allure subverticale du contact N du lopolithe indique que l'entité noritique peut exister indépendamment de la faille-bordière, ce qui remet en cause l'existence même de cette faille-bordière sur le flanc NE du lopolithe. Il est par ailleurs simple d'expliquer, comme le suggèrent Nielsen & Wilson (1991), la discordance angulaire entre la lamination magmatique et le contact NE par une légère inclinaison du plancher de la chambre magmatique.

Quant à l'origine des septa décrits succinctement par P. Michot, plusieurs hypothèses peuvent être invoquées. Il peut s'agir d'enclaves de roches métabasiques de l'enveloppe, d'un faciès de consolidation rapide disloqué et repris en enclave, ou encore d'un faciès de prise rapide formé in situ par un nouvel afflux de magma dans la chambre, phénomène décrit dans d'autres intrusions stratiformes (cf. Tegner, 1991). Sans données de terrain plus précises, on ne peut pas conclure.

## SUR LE MAGMA PLAGIOCLASIQUE

Le concept de magma plagioclasique introduit par P. Michot n'a pas été utilisé dans la série de travaux qui ont été consacrés aux liquides monzonoritiques. Les raisons sont simples :

(1) le terme de plagioclasique peut induire en erreur le lecteur non averti en laissant supposer qu'un tel magma est constitué de plagioclase fondu, par analogie au sens donné à liquide ou magma feldspathique, voire hyperfeldspathique,

pour désigner des magmas riches, voire très riches, en constituant feldspathique (cf. Wiebe, 1990);

(2) le terme de plagioclasique est trop général. Comme le rappelle d'ailleurs P. Michot, tous les magmas qui interviennent au Rogaland peuvent porter ce qualificatif : celui qui donne naissance aux anorthosites en massif, le magma parent du lopolithe, les magmas des dykes monzonoritiques et, même, les magmas des dykes doléritiques d'Egersund, d'âge tardif, dans lesquels les faciès vitreux en bordure contiennent des microphénocristaux de plagioclase (Antun, 1955);

(3) pour replacer un magma dans son contexte géodynamique, la caractéristique fondamentale est la composition chimique et non la nature des phases qui cristallisent au liquidus. Celles-ci dépendent en effet des conditions P, T de cristallisation. Ainsi par exemple, un basalte qui cristallise un minéral ferromagnésien au liquidus à 10 kb (de pression totale - Emslie, 1971 - de pression d'H<sub>2</sub>O - Yoder, 1965) cristallisera un plagioclase à 1 atm.

## SUR LE DIAPIRISME D'EGERSUND-OGNA

Nous nous sommes suffisamment exprimés sur ce problème (Maquil & Duchesne, 1984; Duchesne & Maquil, 1987; Duchesne *et al.*, 1985) pour qu'il ne soit pas nécessaire d'y revenir ici. La déformation syn-mise en place de la bordure du massif d'Egersund-Ogna est, selon nous, le seul mécanisme qui permette de justifier que la partie centrale du massif soit plus jeune que la bordure interne et que cette dernière contienne des associations minérales magmatiques de plus faible pression que la partie centrale. Une datation précise de l'anorthosite d'Egersund-Ogna et des phases de déformation dans l'enveloppe est le seul

argument susceptible de faire avancer le débat. Nous nous y employons pour l'instant.

## BIBLIOGRAPHIE

- ANTUN, P., 1955.- Géologie et pétrologie des dykes de dolérites de la région d'Egersund (Norvège). Thèse de doctorat, Université de Liège.
- BRANDEIS, G. & JAUPART, C., 1987.- Characteristic dimensions and times for dynamic crystallization. In: «Origin of igneous layering», Parsons I. (ed.). *NATO Adv. Sci. Inst. C*. 196, Reidel, Dordrecht : 613-639.
- DEMAIFFE, D., DUCHESNE, J.C., MICHOT, J. & PASTEELS, P., 1973.- Le massif anorthosito-leuconoritique d'Hidra et son faciès de bordure. *C.R. Acad. Sc. (sér. D)*, Paris 277 : 17-20.

DIDIER, J., 1973.- Granites and their enclaves : the bearing of enclaves on the origin of granites. *Development in Petrology*, 3, Elsevier, Amsterdam, 393 p.

DIDIER, J. & BARBARIN, B. (eds.), 1991.- Enclaves and granites petrology. *Developments in Petrology*, 13, Elsevier, Amsterdam, 625 p.

DUCHESNE, J.C., 1990.- Origin and evolution of monzonorites related to anorthosites. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70: 189-198.

DUCHESNE, J.C., DEMAIFFE, D. & MAQUIL, R., 1985a.- The Rogaland anorthosites : facts and speculations. In: «The deep Proterozoic crust in the North Atlantic Provinces», Tobi, A.C. & Touret, J.L.R. (eds.). *NATO Adv. Sci. Inst.*, C158, Reidel, Dordrecht: 449-476.

DUCHESNE, J.C. & MAQUIL, R., 1987.- The Egersund-Ogna massif. In «The Geology of Southernmost Norway: an excursion guide». Maijer C. & Padget P. (eds.). *Norges Geol. Unders.*, Special Publication 1: 50-56.

DUCHESNE, J.C., MICHOT, J., DEMAIFFE, D., MAQUIL, R. & WILMART, E., 1987.- The Rogaland intrusive masses. In: «The geology of Southernmost Norway: an excursion guide». Maijer C. & Padget P. (eds.). *Norges Geol. Unders.*, Special Publication 1: 40-47.

DUCHESNE, J.C., ROELANDTS, I., DEMAIFFE, D., HERTOGEN, J., GIJBELS, R. & DE WINTER, J., 1974.- Rare-earth data on monzonoritic rocks related to anorthosites and their bearing on the nature of the parental magma of the anorthositic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 24: 325-335.

DUCHESNE, J.C., ROELANDTS, I., DEMAIFFE, D. & WEIS, D., 1985b.- Petrogenesis of monzonoritic dykes in the Egersund-Ogna anorthosite (Rogaland, S.W. Norway): Trace elements and isotopic (Sr, Pb) constraints. *Contr. Mineral. Petrol.*, 90: 214-255.

DUCHESNE, J.C., WILMART, E., DEMAIFFE, D. & HERTOGEN, J., 1989.- Monzonorites from Rogaland (Southwest Norway): a series of rocks coeval but not comagmatic with massif-type anorthosites. *Precambrian Research*, 20: 111-128.

EMSLIE, R.F., 1971.- Liquidus relations and subsolidus reactions in some plagioclase-bearing systems. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*. 69: 148-155.

HERMANS, G.A.E.M., TOBI, A.C., POORTER, R.P.E. & MAIJER, C., 1975.- The high-grade metamorphic Precambrian of the Sirdal-Orsdal area, Rogaland/Vest Agder, SW Norway. *Norges Geol. Unders.*, 318: 51-54.

MAIJER, C. & PADGET, P. (eds.), 1987.- The Geology of Southernmost Norway: an excursion guide. *Norges Geol. Unders.*, Special Publication 1: 109 p.

MAQUIL, R. & DUCHESNE, J.C., 1984.- Géothermométrie par les pyroxènes et mise en place du massif anorthositique d'Egersund-Ogna (Rogaland, Norvège méridionale). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 107: 27-49.

NIELSEN, F.M. & WILSON, J.R., 1991.- Crystallization processes in the Bjerkreim-Sokndal layered intrusion, south Norway: evidence from the boundary between two macrocyclic units. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 107: 403-414.

TEGNER, C., 1991.- Internal chill zones in the Kap Edward Holm layered intrusive complex, Kangerdlugssuaq area, East Greenland. *Terra abstracts*, 3: 423.

YODER, H.S., 1965.- Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. *Carnegie Institution of Washington Yearbook*, 64: 82-89.

WIEBE, R.A., 1990.- Evidence for unusually feldspathic liquids in the Nain complex, Labrador. *American Mineralogist*, 75: 1-12.

WYLLIE, P.J., COX, K.G. & BIGGAR, G.M., 1962.- The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.*, 3: 238-243.

## REMARQUES par Paul MICHOT

**1a)** L'acceptation par J.-C. Duchesne, pour le lopolite de Bk-Sk, d'un magma monzonoritique repose sur la roche de Tjörn, considérée par lui comme une monzonorite. Or cette roche fait partie d'une «Entité» qui à Tjörn est entièrement noritique, abstraction faite des matériaux acides des faciès de transition, d'ailleurs très réduits. En présence de cette contradiction, J.-C. Duchesne choisit pour sa roche témoin, un autre endroit, le pied de la falaise du Daurmaalsknuten (voir la fig. 1 de mon article), où elle est de composition quartzomonzonoritique, et qu'il prend donc aussi comme faciès de consolidation rapide du magma lopolitique au contact de la paroi. Tout comme pour la roche de Tjörn, une telle acceptation est absurde, car ni l'une ni l'autre, non plus qu'aucun type s'en rapprochant, ne se présente sur le flanc occidental du Synclinal de Bk, à son contact avec le soubassement, et ce sur la longueur de 15 km entre Kløgtveit et Stöla. Au contraire on y voit un cumulat anorthositique, largement grenu, à cristaux pluricentimétriques. Cette absence réduit à néant la conception de J.-C. Duchesne concernant la nature de la roche microgrenue de Tjörn ou du Daurmaalsknuten.

**1b)** Mais dans le cas du Daurmaalsknuten, un autre fait, lui aussi à signification négative, se présente. Immédiatement au-dessus du faciès à microcristaux de plagioclase  $g_1$ , vient sans transition l'anorthosite basale du Rythme inférieur. Celle-ci forme toute la colline du Rindi. Or, plus que partout ailleurs, cette anorthosite est encombrée d'enclaves anorthositiques dont les sections en surface mesurent plusieurs mètres carrés, impliquant donc un volume de plusieurs mètres cubes. Le magma lopolitique ayant donné comme première cristallisation un plagioclase qui s'est déposé sur le fond, il aurait dû en être de même a fortiori pour ces blocs qui, véhiculés dans un magma entièrement liquide ont eu toute liberté de subir la loi de la pesanteur. Du fait de leur préexistence à la cristallisation de ce magma, certains d'entre eux tout au moins auraient donc dû gagner la partie inférieure de l'intrusion et se trouver ainsi dans le faciès microgrenu, dit de contact. Or il n'en n'est rien, et ce aussi bien à Tjörn qu'au Daurmaalsknuten, carence qui met donc aussi en défaut la conception de la nature magmatique de la roche microgrenue de la ceinture noritique.

**2.-** J.-C. Duchesne voudrait aussi remettre en cause l'existence de la Faille-bordière au flanc NE du Synclinal lopolitique de Bk. Il propose d'y substituer une structure du type structures sédimentaires de bordure en milieu lacustre, à

savoir un amincissement progressif des couches vers le bord avec raccord pénétangentiel (à angle très faible) entre elles et avec le soubassement.

Tous les faits de terrain sont contraires à cette conception.

a) A Bk, les couches sous-jacentes au septum noritique de Kleppeli ne pourraient montrer un tel raccord avec la bordure, faute d'y accéder : elles en sont en effet séparées par la roche microgrenue, dite de contact, qui forme la colline entre le Nordavatnet et l'Oyavatnet et à laquelle elles se soudent latéralement. En outre, elles ont une direction perpendiculaire à celle de la bordure dont elles sont peu distantes.

b) Même évidence en ce qui concerne le Mégarythme (MgR) II. Son épaisseur, qui est de quelques 850 mètres dans la zone axiale du synclinal, se maintient dans le flanc E à la valeur de 500 mètres, et ce à 150 mètres de la bordure orientale. En outre les couches ont, en ce point, une direction qui fait un angle de près de 30° avec la direction de la bordure. Enfin, c'est tout le MgR II qui va buter contre cette dernière, car à l'E de la métairie Terland, au N de la Route 9 (Helleland-Tonstad), c'est le MgR III qui est en contact avec la bordure externe du lopolite, réserve faite de l'intercalation de l'Entité noritique, faite ici de cornéite noritique et la norite anatectique.

c) Quant au MgR III, c'est sous forte épaisseur qu'il est recoupé par la bordure NE (voir ma carte fig. 1) car c'est sa partie tout à fait supérieure qui, à Slettebø, à l'angle NW du Teksevatn, est au contact de l'enveloppe.

**En conclusion :** les structures internes du lopolite sont donc bien loin de figurer un amincissement progressif des couches, à disposition tangentielle à la bordure, telle que le veut la structure de type lacustre que suggère J.-C. Duchesne, en lieu et place de la Faille-bordière, cependant bien évidente.

**3a)** J.-C. Duchesne refuse, sans plus, de s'expliquer davantage sur le diapirisme du Massif d'Egersund-Ogna (Eg-Og) tel qu'il a été conçu par Maquil et lui-même. Quels que soient les résultats de ses projets, ils ne pourront aller à l'encontre des deux faits de terrain qui sont méconnus de lui, et qui irrémédiablement réduisent à néant leur conception.

a) l'un a trait à la succession des événements géologiques liés à la constitution de l'enveloppe immédiate du Massif. Il peut s'exprimer comme suit : la paroi qui actuellement entoure le «diapir» par le N et le NE, et que les auteurs admettent être sa paroi lors de sa montée, n'existait pas à ce moment. Cette paroi est en effet une intrusion noritique, en forme de lame, qui est postérieure à la consolidation du magma anorthositique puisqu'elle en recoupe les textures d'écoulement.

b) les textures dynamiques que montre le Massif d'Eg-Og sur sa bordure interne et dont la disposition spatiale actuelle serait, selon les deux auteurs, l'originelle, ont été au contraire remaniées après leur formation : elles appartiennent en effet au soubassement sur lequel ont été déposés, à l'horizontale, les cumulats du lopolite, lesquels se sont ensuite redressés lors du ploiement en synclinal.

**3b)** Comme je l'ai dit dans mon article, il y a lieu d'envisager une des conclusions de l'étude géochimique présentée par les deux auteurs, à savoir que la partie centrale du Massif d'Eg-Og serait plus jeune que sa bordure.

Cette relation temporelle s'insère parfaitement dans le cadre du développement du lopolite tel que je l'ai présenté. Vers la fin de sa déformation en synclinal, laquelle a porté avant tout sur la «Semelle basale» déjà consolidée, il s'est produit concomitamment, une remobilisation anatectique de tout le domaine qui s'étend au S et au SE d'Egersund : elle a consisté entre autres dans la production du Massif anorthositique para-anatectique de Hellenen (Eg), dont le diapirisme a pénétré dans le Massif d'Eg-Og par le SE, recoupant donc sa bordure interne gneissique. A cet événement correspondrait la réjuvenation de la partie centrale du Massif d'Eg-Og : elle peut être considérée en effet comme contemporaine de celle du Massif de Hellenen (Eg), puisque tous deux ont eu la même action, celle de participer au resserrement du synclinal lopolitique.

Si, par contre, la donnée apportée par Maquil & Duchesne s'avérait inexacte, il faudrait en revenir à la formule d'autrefois (P. Michot, 1957).

Toutes deux s'intègrent en effet avec la même aisance dans le plan général du développement géologique du Rogaland méridional tel que je l'ai présenté antérieurement (P. Michot, 1960) : *une phase de plissement, la troisième, consistant en un régime de plis à plans axiaux redressés ; parmi eux, celui dont dépend la tectonolopolite de Bk-Sk, et, lui correspondant les montées diapiriques des Massifs anorthositiques réjuvenés, ceux de Hellenen (Eg) et d'Egersund-Ogna.*

## REMARQUES par Jean-Clair DUCHESNE

P. Michot dans sa réponse à mes commentaires revient sur un certain nombre d'arguments, fait état de faits nouveaux et propose une modification de son modèle initial. Qu'il me soit permis de tenter de clarifier certains points de mon analyse en répondant à ses objections.

### 1.1.- Faciès trempé de bordure

Dans les intrusions stratiformes, il est bien connu que les faciès de bordure microgrenus ou trempés sont rarement continus. Quelles que soient les raisons de ces discontinuités, on ne peut donc pas tirer argument de l'absence de faciès de prise rapide à certains endroits pour rejeter son existence à d'autres. Dans le cas évoqué par P. Michot entre Klögveit et Stöla, il est intéressant de rapprocher l'absence de roche trempée et le fait que ce contact longe le Massif d'Egersund-Ogna (EGOG) dont il n'est séparé que par un mince septum de gneiss migmatitiques. L'évacuation de la chaleur du lopolithe y a été plus lente qu'ailleurs parce que EGOG, toujours en train de se déformer diapiriquement (voir plus loin, point 3.1.b et 3.2), se trouvait encore à une température supérieure à la température régionale. Quant aux variations de composition observées entre Tjörn, le pied de la falaise du Daurmaalsknuten et d'autres endroits, elles sont à imputer à des degrés variables d'interaction avec l'encaissant - phénomène également classique dans les intrusions stratiformes. Ces variations n'enlèvent rien à la signification du faciès trempé comme indice d'un contact magmatique (sans faille) avec l'encaissant.

### 1.2.- Enclaves d'anorthosites

Quant à l'absence d'enclaves anorthositiques dans le faciès trempé, trois raisons, non mutuellement exclusives, peuvent l'expliquer: (1) lors de la mise en place du magma, le flux tend à écarter de la paroi les objets qui y sont en suspension («flow segregation») à cause du fort gradient de vitesse régnant à la paroi et déterminant une force de cisaillement dispersante («dispersive shear pressure» ou effet Bagnold); (2) les enclaves peuvent ne pas couler dans le magma car celui-ci n'est pas loin d'avoir une densité égale à celle du plagioclase, comme je l'ai montré dans ma note avec Hertogen (1988). L'anorthosite de base de BKSK ne serait dans ce cas pas un cumulat par gravité mais un «cumulat» par croissance *in situ* du plagioclase, premier minéral au *liquidus* du magma parental. (3) La chambre magmatique n'ayant pas été remplie par une seule venue magmatique mais par plusieurs, il se peut que la première venue de magma ait été dépourvue

d'enclaves et que celles-ci n'aient été apportées que par un deuxième afflux de magma.

### 2.- Faille-bordière

Le travail de Nielsen & Wilson (1991), auquel j'ai renvoyé, ne propose pas pour la chambre magmatique au moment de la formation des MgRI et II le modèle contesté par P. Michot (structure de type lacustre avec amincissement progressif et raccord pénétangentiel) mais une forme en (demi-) bassin dans laquelle les couches viennent buter contre la paroi inclinée de la chambre ou, le cas échéant contre les faciès de bordure qui la tapissent. Ce même modèle propose un élargissement latéral vers l'E de la chambre lors de l'afflux correspondant au MgRIII, le plancher devenant alors sub-horizontale et la forme plus proche d'un lopolithe.

### 3.1.- Diapirisme d'EGOG

a.- Dans le Modèle de Maquil & Duchesne (1984), la paroi du diapir est l'enveloppe de gneiss migmatitiques, laquelle est déformée en même temps que la bordure interne d'EGOG. Pendant cette déformation des magmas peuvent s'injecter (sous forme de lame) dans la zone de contact (e.g. l'intrusion de la base du Lakksvelfjellet) et de petites chambres magmatiques stratiformes éphémères peuvent aussi s'y développer (intrusion de Löyning décrite par Ernst *op. c.*). Une fois consolidées, ces intrusions peuvent être déformées à des degrés divers. Il n'est donc pas impossible que, dans le processus de déformation syn-mise en place, des intrusions recoupent les structures tout en étant elles-mêmes déformées.

b.- Le modèle du diapir explique parfaitement le redressement des couches du Massif de BKSK, comme le propose lui-même P. Michot dans son nouveau modèle diapirique du Massif d'EGOG (voir le paragraphe suivant). Les gneiss de la bordure interne d'EGOG se sont déformés au cours d'un intervalle de temps qui commence avant la constitution des premiers cumulats de BKSK (des fragments d'anorthosite déformées de la bordure interne d'EGOG sont repris en enclave dans les MgR de base) et s'achève par la déformation en synclinal de l'ensemble du lopolithe.

### 3.2.- Remobilisation anatectique ou intrusion polybarique

La nouvelle interprétation que donne P. Michot de l'évolution d'EGOG fait appel à un mouvement diapirique de la partie centrale du massif et rejoint donc le modèle de Maquil & Duchesne (1984), tout au moins partiellement. Un accord se fait en effet pour identifier le diapirisme comme mécanisme

final de mise en place du massif. Toutefois les deux modèles diffèrent fondamentalement sur l'origine du matériau diapirique. Pour P. Michot, il s'agit d'une remobilisation anatectique *in situ* de gneiss leuconoritiques sans grand déplacement du matériau mobilisé par rapport à sa source. Pour Maquil & Duchesne, il s'agit d'une boue de cristaux ayant commencé à cristalliser à beaucoup plus grande profondeur (environ 40km, c'est-à-

dire quelques 20 km plus bas que la profondeur de mise en place finale). C'est ce qu'on peut déduire de la présence dans le matériau diapirique de mégacristaux d'orthopyroxène à exsolution de plagioclase et du contraste de leur composition globale en  $Al_2O_3$  (7-9%  $Al_2O_3$ ) avec celle (2-3%  $Al_2O_3$ ) des produits de leur recristallisation métamorphique ou avec la composition des orthopyroxènes de BKSK.