

## LE TECTONOLOPOLITE COMPOSITE DE BJERKREIM-SOKNDAL, SA BORDURE NORD-ORIENTALE EN FAILLE SOUDEE AVEC CEINTURE PSEUDOMAGMATIQUE DE CORNEITES NORITIQUES ENALLOGENES (ROGALAND, NORVEGE)<sup>1</sup>

par

Paul MICHOT<sup>2</sup>

(5 figures et 3 planches)

**RESUME.-** A.- A la structure sédimentologique et lithologique telle qu'elle a été originellement présentée par l'auteur (1960), se superpose une structure d'ordre dynamique qui traduit, jusqu'à sa consolidation définitive, l'évolution tectonique du Synclinal lopolitique de Bjerkreim-Sokndal. Sa mise en place est liée et consécutive aux mouvements de resserrement qui, lors de la seconde phase majeure de plissements, ont engendré le régime de nappes en plis couchés arqués convergeant vers un autochtone central occupé aujourd'hui par les massifs anorthositiques. Elle comporte trois actes majeurs successifs: d'abord la constitution d'une «Semelle basale», horizontale, comportant des cumulats de types variés, schistomylonitisés; ensuite une gamme de protoclasites, d'abord noritiques, puis monzonoritiques à mangéromonzonitiques olivinifères, toutes marquées par une texture schisto-magmatique; enfin, clôturant la consolidation en milieu statique, des quartzomangérites à olivine formant le coeur du synclinal. Plus tard vient, au cours d'une phase de distension, la mise en place de magmas quartzomonzonoritiques, eux aussi de type plagioclasique; parmi eux, le Massif du Haugemork-Dufjell qui, s'implantant dans la partie médiane du lopolite, la scinde en deux: le Synclinal de Bjerkreim au N, et le Synclinal de Sokndal au S.

B.- Le flanc NE du Synclinal de Bjerkreim est affecté d'une faille qui a refoulé l'enveloppe externe du lopolite sur ce dernier. Cette faille est soudée par une «Entité noritique», essentiellement constituée par une cornéite noritique, ultérieurement anatectisée partiellement. Cette cornéite est le reliquat, d'abord resté solide, de la fusion différencielle d'un complexe de gneiss migmatito-charnockitiques dont le matériau acide a été éliminé. Cette fusion a été opérée sous l'influence thermique des intrusions lopolitiques à caractère basique, dont la mise en place s'est faite par la voie de la faille-bordière, et qui ont entraîné avec elles le résidu basique de la fusion. Ce matériau étranger forme une ceinture noritique dans le lopolite à l'emplacement de la faille, et en outre deux septa intercalés dans le mégarythme inférieur.

C.-La partie orientale du Synclinal de Bjerkreim consiste en une ondulation synclinale, l'Ondulation de Ualand, dont la direction N-S en fait une entité qui relaie la direction NW-SE du premier. S'ennoyant vers le Sud, sa zone axiale est en outre renversée dans cette direction. Cette complexité tectonique résulte du cadre tectonique dans lequel s'est développé le Synclinal lopolitique de Bjerkreim et sa faille-bordière. Celle-ci se présente comme étant le mur des grands transports horizontaux qui ont affecté le domaine immédiatement à l'E du lopolite, sous lequel se trouverait le réservoir magmatique dont les intrusions lopolitiques proviennent, et ce, par la voie de la faille dont l'émergence dans le lopolite est la faille-bordière du Synclinal de Bjerkreim.

1. Manuscrit rentré en février 1992.

2. Rue Henri Vieuxtemps, 88, 4000 Liège, Belgique.

**ABSTRACT.- The composite tectonopololith of Bjerkreim-Sokndal, its North-eastern welded faulted border with a pseudomagmatic belt of enallogeneous noritic granofels (Rogaland, Norway).**

A.-As another and completing point of view on the layered and lithological structures as formerly presented by the author (1960), a dynamical structure concerning the tectonic evolution, to its ultimate consolidation, of the Bjerkreim-Sokndal lopolith, now conceived as a tectonopololith, is now exposed. Its birth takes place immediately after the second phase of foldings consisting in big recumbent folds converging towards a central autochthon now occupied by the anorthosite massives. This evolution consists in three major episodes: first the building of an horizontal «basal Sole» made up by various types of cumulates which were later schisto-mylonitised; then a sequence of protoclastites from norites to olivineferous monzonorites and mangero-monzonorites with a schisto-magmatic texture; and finally olivineferous quartzmangerites whose crystallisation took place in static and quiet conditions. Later a renewed activity consisting in quartzmonzonoritic intrusions (all also belonging to the plagioclastic magma) took place during a distension phase which affected the whole anorthositic area. Among them the Haugemork-Dufjell massive emplaced in the median part of the lopolith, dividing it into a Bjerkreim syncline to the North and a Sokndal Syncline to the S.

B.- The NE limb of the Bjerkreim Syncline is marked by a fault which overrides on the lopolith its external envelope. This fault is welded by a «noritic Entity» made up essentially by noritic corneites (granofels) which were later partially anatexized. These corneites are originally the solid relicts of a differential smelting of a Complex of migmatitic-charnockitic gneiss whose acidic material has been eliminated. This melting results from the thermic action of the lopolith intrusions whose emplacement in the lopolith found their way along the fault, involving the basic residue in the same movement. This extraneous material constitutes the noritic girdle welding the border fault of the lopolith, a micrograined facies which has been mistaken by some authors as a quick consolidation facies of the lopolith intrusion along its wall.

C.- The eastern part of the Bjerkreim Syncline consists in a «synclinal Ondulation», the «Ualand Ondulation», whose N-S axe is substituted to the NW-SE axe of lopolith in its northern part. Like the latter it pitches to the S, but its northern axial zone is overturned to the South, - a singular anomaly which is to be related to the particular tectonic environment of the Bjerkreim Syncline and its border-fault in the immediate vicinity of the tectonic nappes. The border fault is assumed to be the footwall of the big horizontal transports which affected the country E of lopolith, and under which magmatic reservoirs are expected to be the source of the lopolith intrusions whose way of penetration to the lopolith was the fault itself.

## INTRODUCTION GENERALE

1.- Dans la présentation que j'ai faite, il y a quelque trente ans, de l'entité géologique que constitue le Massif lopolitique de Bjerkreim-Sokndal (Bk-Sk) (P. Michot, 1960, 1964), j'ai déjà fait mention de certaines anomalies qui, à l'E de Bjerkreim (Bk) affectent son flanc nord-oriental. En effet ni sa structure géométrique, ni sa constitution stratigraphique ne sont l'homologue de son flanc occidental, normalement constitué. La série litée de ce dernier, définie en rythmes majeurs ou mégarythmes (MgR), après avoir décrit la courbure périsinglinale traduisant l'ennoyage axial, vers le SE, du lopolite, vient vers l'E buter en direction contre l'enveloppe de ce dernier (P. Michot, 1960, p. 9, fig. 2; p. 33, fig. 6): font donc défaut dans le flanc oriental, les MgR I et II, ainsi que la presque totalité du III (1). Il se posait ainsi un problème d'ordre tectonique qui ne fut d'ailleurs pas autrement explicité.

Une autre anomalie s'y ajoutait. Il s'interpose entre la série litée du lopolite et son enveloppe externe une mince couronne formée principalement par une cornéite noritique (2) et qui, par sa

très fine granularité et son aspect massif, contraste avec les entités majeures qu'elle sépare. L'étude sur le terrain m'avait permis d'établir sa parenté directe avec la formation lithologique constituant l'enveloppe externe orientale du lopolite. Tout singulier que paraissait être ce matériau, il ne posait, pas plus que la discordance géométrique qu'il soulignait, de problème géologique majeur en ce temps où tout était à connaître sur la structure tectonique du cristallin du Rogaland. Leur exposé fut donc reporté à plus tard.

(1) Pour maintenir l'unité d'expression dans la terminologie appliquée aux mégarythmes, leur numérotation a été conservée telle qu'elle a été proposée, bien que de nouvelles entités aient été introduites dans la suite, lesquelles ne sont en fait que des subdivisions des précédentes; elles ont donc été affectées d'un indice complémentaire. Celui-ci n'implique pas une hiérarchie; toutes les entités, signifiées par un chiffre, indexé ou non, ont même rang.

(2) Sous le terme de «cornéite» (J. Michot 1959), on entend toute roche métamorphique «à texture massive et à structure granoblastique isométrique (structure en mosaïque) dont la présence au sein d'un ensemble géologique n'apparaît pas liée à l'intervention d'un métamorphisme de contact thermique». Ce sont généralement des roches à granularité très fine, inframillimétrique. Ce terme est, en français, l'équivalent du terme anglo-saxon «granofels».

2.- Dans ces derniers temps, cette roche de bordure a fait l'objet d'une interprétation qui, sans plus, la considère sous les noms de «monzonorite fine» comme un faciès de consolidation rapide du magma lopolitique au contact de sa paroi. Pareille conception, si elle devait perdurer, conduirait à des vues erronées, dont l'une d'entre elles, immédiate, s'est exprimée dans le titre de la note qui en réfère: «Le magma parental du lopolithe de Bjerkreim-Sokndal» (Duchesne & Hertogen, 1988; Duchesne, 1990) (3). Son examen fera l'objet d'un chapitre où seront donnés les faits géologiques et pétrographiques qui la réfutent et sont aussi la base de la solution proposée.

3.- Un autre chapitre sera consacré au problème tectonique que pose la bordure nord-orientale du lopolite de Bk-Sk, et où sera apportée une vue complémentaire sur la structure de cette entité.

4.- Mais préalablement, étant donné l'abondante littérature, d'ailleurs fort diverse, qu'a suscité le lopolite depuis la description que j'en ai donnée en 1960 et 1964, il convient que soit brièvement présenté, dans ses différentes phases, l'essentiel de la genèse de cette entité géologique. Cet exposé permettra en outre de mieux faire apparaître la spécificité de sa partie septentrionale, objet des deux chapitres annoncés.

## CHAPITRE A LE TECTONOLOPOLITE DE BJERKREIM-SOKNDAL

### 1.- GENERALITES

Sous le nom de Massif lopolitique de Bjerkreim-Sokndal (Bk-Sk), j'ai distingué au sein du domaine anorthositique du Rogaland méridional, une entité géologique structurale majeure, essentiellement tectono-magmatique, bien individualisée par l'allure synclinale que décrivent ses formations initiales (P.Michot., 1960).

Cette entité est complexe. D'abord en raison de la participation à sa constitution lithologique de deux magmas principaux, de nature basique, légèrement différents l'un de l'autre, entre autres par leur degré d'acidité, mais qui relèvent tous deux de la même Famille dite «Magma plagioclasique» (4). Ensuite par la nature de la déformation qui l'a ployée en synclinal. Celle-ci en effet, n'est pas le résultat d'un affaissement conditionné par le départ du magma issu de son soubassement immédiat, mais elle s'intègre dans une déformation régionale portant sur tout le domaine tectogénique.

Le magma initial est le magma fondateur du lopolite proprement dit, c'est-à-dire d'un ensem-

ble de formations consolidées sous la forme d'une «Semelle basale», laquelle sera ensuite ployée en synclinal et à l'intérieur duquel s'achèvera la cristallisation du magma résiduel. C'est donc un magma syntectonique. Cet ensemble de formations sera désigné sous le terme de «*série lopolitique*».

Le second magma, de nature quartzomonzonoritique, est anorogénique. Il se greffe sur le lopolite complètement consolidé sous la forme de massifs et de dykes transséquentes, tels le Massif du Haugemork-Dufjell implanté dans sa partie médiane, avec, dans sa dépendance immédiate, le dyke de Rekefjord-Eia, et le dyke de Lomland.

### 2.- LE MAGMA INITIAL

2.1.- Le magma initial, fondateur du lopolite, a d'abord produit dans une première phase dite «anorthosito-noritique» (P.Michot, 1960) la «Semelle basale» d'allure horizontale. Celle-ci se présente comme le produit de la cristallisation d'une suite d'intrusions s'épanchant suivant l'horizontale, chacune d'elles se superposant à la précédente. Mais avant la mise en place de la venue magmatique suivante, chacune a produit, par la voie d'une cristallisation fractionnée couplée à une action gravitative, une suite de cumulats stratifiés horizontalement, concordants, ordonnés lithologiquement conformément à la gamme ascendante anorthosite - leuconorites claires, puis foncées - norites. Il s'est ainsi constitué 5 mégarythmes, à l'intérieur desquels la succession stratigraphique est conforme à la série standard citée plus haut et au-dessus de laquelle pouvait éventuellement surnager un liquide résiduel. Chacun d'eux fut admis comme étant l'expression de venues magmatiques individuelles (Duchesne, 1972) donc au nombre de cinq. En fait à bien tenir compte de tous les renouvellements anorthositiques ou leuconoritiques qui marquent une nouvelle venue magmatique, il faut en compter huit, et parmi elles, une de nature moins siliceuse qui a engendré une unité bien individualisée, une troctolite (la Troctolite de Svalestad) qui relève également du Magma plagioclasique.

(3) Une autre exploitation de cette interprétation erronée consiste dans son introduction, comme donnée de départ, dans un article de J.-C. Duchesne (1990).

(4) Ce concept a été créé pour désigner tout magma dont le caractère chimico-minéralogique s'exprime dans la cristallisation première d'un plagioclase (P. M. 1964). Le magma plagioclasique est donc le pendant du «Magma basaltique normal» ou «Magma gabbroïdique» où la première cristallisation est celle d'un minéral femique, très souvent l'olivine. Il est le magma générateur des grands massifs anorthositiques. Tels, dans le Rogaland (Norvège), le Massif d'Egersund-Ogna, comme aussi le substrat originel qui, par voie anatectique, a produit les Massifs para-anatectiques de Hellenen et d'Aana Sira.

**2.2.-** A ce premier acte constitutif succède un acte d'ordre tectonique. Celui-ci consiste dans le ploiement de la semelle basale en un synclinal, le Synclinal lopolitique. Cette action se déroule dans le cadre de la tectogenèse régionale au cours d'une phase tardive, plastique qui a développé, au Nord du Massif anorthositique d'Egersund-Ogna (Eg-Og) un ensemble de plis majeurs de direction générale W-E, à plan axial redressé, dont l'intensité de resserrement va en s'atténuant vers l'E, parfois jusqu'à s'effacer (P. Michot, 1956/a; p. 226; P. Michot, 1960, p. 25) (5). Parmi eux, le Synclinal du Lakssvelefjell (Laksfj). Celui-ci s'est développé en bordure même du Massif d'Eg-Og, dans les gneiss de la Formation migmatitocharnockitique (Fm. migm-chn) du Rogaland (6) qui en forment le recouvrement immédiat; de sorte que toute la bordure interne du massif d'Eg-Og relève aussi de ce flanc sud. Il y a donc concomitance du soulèvement de cette bordure sous-jacente et du ploiement du Synclinal de Laksfj. Elle se traduit dans la convexité vers le Nord que celui-ci décrit en conformité avec la bordure du Massif anorthositique: de direction SW-NE dans sa partie occidentale, le synclinal s'incurve vers l'E pour prendre la direction W-E et finalement NW-SE dans sa partie orientale, près de Bjerkreim. Très resserré et presque isoclinal à l'Ouest, il s'ouvre progressivement vers l'E, sens dans lequel il s'ennoie, de sorte c'est dans le cadre d'un synclinal largement ouvert que, dans sa partie supérieure, vient se loger le lopolite. Comme l'axe de ce dernier prolonge exactement celui du Synclinal du Laksfj, et ce avec le même sens d'engorgement, il y a superposition et emboîtement du premier dans le second. Vers l'E, la continuité en direction de cette structure synclinale se traduit dans son parallélisme avec la bordure orientale du Massif d'Eg-Og.

Le lopolite, dont le matériau est postérieur à la Formation des gneiss sous-jacente, apparaît donc comme étant en surface la réplique du Synclinal du Laksfj sous-jacent. Celui-ci se prolongerait donc vers le S jusqu'à Sokndal avec la direction N-S.

**2.3.-** Au cours de cette déformation le magma résiduel a été piégé dans le coeur du synclinal formé par la «Semelle basale», et en même temps mobilisé, particulièrement ses couches inférieures en cours de cristallisation et déjà différenciées. Celles-ci ont subi une protoclasite, liée à un écoulement orienté conformément aux parois. Cette texture, fixée par la cristallisation du liquide résiduel, confère à ces protoclasites une schistosité orthomagmatique, en accordance géométrique avec la stratification de la semelle anorthosito-noritique. Ces protoclasites sont, non pas des cumulats, mais des «suspensats», roches réelle-

ment représentatives d'un magma mobile où les futurs protoclastes se sont trouvés en suspension. Ce sont des tectonites magmatiques. Elles se présentent en corps relativement homogènes, dans lesquels la composition minéralogique varie linéairement, sans récurrence, ni lito-rubannement du type des cumulats lités. On passe ainsi, portant ce faciès, de norites (à 40%An) à des monzonorites, puis, après apparition d'une olivine tardive, à des monzonorites et mangéro-monzonites à olivine. Ce nouvel ensemble à protoclasites constitue le garnissage interne de la semelle anorthosito-noritique dont le ploiement est achevé.

**2.4.-** C'est dans ce stade du développement tectono-magmatique du lopolite et vers sa fin qu'apparaissent, dans la partie méridionale du domaine anorthositique du Rogaland, le Massif anorthositique para-anatectique de Hellenen (Eg) (7) et la «Leuconorite anatectique de Røyndland». Tous deux sont le résultat de la remobilisation anatectique, à caractère basique, qui a affecté la région S et SE d'Egersund. Elle s'est traduite entre autres par la mise en place, par voie diapirique, des Massifs anorthositiques de Hellenen (Eg), d'Aana Sira (P. Michot, 1955; 1960, p. 26; J. Michot, 1960, 1961) probablement aussi, celui de Garsknatt. Leur apparition au niveau bathymétrique qu'occupe le lopolite marque un stade déjà avancé de leur montée diapirique. Il est vraisemblable que celle-ci a débuté en profondeur en même temps que le ploiement du synclinal lopolitique. Ces intrusions ont eu certainement pour effet d'accentuer ce resserrement, particulièrement dans la partie méridionale, jusqu'à lui imprimer son isoclinallité verticale. Cette action s'est davantage exercée

(5) C'est la troisième phase de déformation plastique.

(6) Cette Formation, très épaisse (1000 mètres au moins) est originellement une série supracrustale volcanogène, comprenant toute la gamme des compositions minéralogiques, acides à basiques. La tectonogénèse rogalandienne, de type catazonal profond, en a fait une série charnockitique qui s'est renouvelée ensuite par la voie d'une endomigmatitisation, poussée jusqu'à l'anatexie granitique: il en est résulté une gamme de roches allant des gneiss noritiques à des gneiss mangéritiques et leucomangérites quartziques, toutes à faciès minéralogique dit mangéritique (faciès où le feldspath K et le plagioclase acide (pouvant aller jusqu'à l'oligoclase à 28%/An) ne coexistent pas en plages indépendantes cristallisant simultanément, mais forment des solutions solides: leur démixtion, au cours d'un refroidissement lent, engendre les mésoperthites. Cette Formation est, dans l'état actuel de nos connaissances, la plus ancienne dans le Rogaland méridional.

(7) Hellenen est une métairie à 7 km à l'E d'Egersund, à proximité de laquelle s'observe clairement l'action diapirique du massif anorthositique régénéré, transgressive sur les structures plus anciennes. D'où l'apposition du suffixe (Eg) pour éviter la confusion avec un autre Hellenen, qui est un groupe de métairies (avec école) le long de la route E 18 entre Helleland et Ualand, au S du Teksevatn.

dans la région de Sokndal: elle a eu pour effet d'éliminer de part et d'autre du synclinal son soubassement originel ainsi que la partie inférieure de la Série lopolitique: la partie méridionale du lopolite, le Synclinal de Sokndal, a donc ainsi perdu son encadrement structural premier.

**2.5.-** A cette phase dynamique synorogénique, succède le troisième et dernier acte du développement magmatique de la Série lopolitique. Il consiste dans la cristallisation du magma résiduel sous la forme d'une mangérite quartzique à diallage, olivine et hypersthène, laquelle occupe la partie centrale du Synclinal lopolitique.

**2.6.- En conclusion,** la cristallisation du magma lopolitique initial se présente, comme ce dernier, avec un caractère composite. A la constitution d'une «Semelle basale» à stratification horizontale, qui implique une sédimentation dans un environnement spatio-temporel relativement calme, fait suite une action dynamique qui a ployé la semelle déjà consolidée, en y déterminant une mylonitisation consistant en une microgranulation suivant un régime de micro-surfaces subparallèles à son litage, s'anastomosant en un réseau schistoïde, lequel enrobe des agrégats amygdaloïdes formés de cristaux moins fragmentés: la roche est un mylonitoschiste amygdalitique. De son côté le magma résiduel chargé de cristaux, mobilisé par le resserrement, s'est consolidé sous la forme de protoclasites marquées, elles aussi, par une texture schisto-amygdalitique où la schistosité, d'expression magmatique, est la marque de l'écoulement guidé par les parois. Enfin la cristallisation du dernier magma résiduel marque le retour à un état régional sans contrainte dynamique.

C'est en raison de l'emprise dynamique qui a affecté le lopolite dans le cours de son élaboration que se justifie sa spécification sous le terme de «*tectonolopolite*».

La construction du lopolite à l'aide des matériaux issus du magma initial se présente donc avec un caractère doublement composite: d'abord en raison des multiples venues magmatiques qui sont entrées dans la constitution de la Semelle basale, ensuite du fait des différents environnements, statiques et dynamiques, par lesquels est passé le magma global dans sa consolidation.

### 3.- LE SECOND MAGMA

**3.1.-** Sur cette première construction synclinale s'est ensuite greffée l'intervention d'un second magma, de nature quartzomonzonoritique, qui relève également de la famille du Magma plagioclasique. Il diffère légèrement du magma

global initial en ce que, contrairement à ce dernier, sa cristallisation terminale ne comporte pas d'olivine (8).

Sa mise en place s'est faite dans le cadre d'une phase d'extension qui a affecté le domaine anorthositique dans son entièreté en le découpant en mégablocs dont la disjonction a permis la mise en place de dykes épais de l'ordre de plusieurs dizaines, voire une centaine de mètres, tels les dykes de Vettelund, du Varberg et de Lomland, ainsi que de massifs importants, dont ceux qui se sont implantés dans le lopolite: Massif du Haugemork et du Dufjell (Hm-Df)(9) avec son appendice méridional, le dyke bifide de Rekefjord-Eia (RE), et la lentille de Sel-Skjevrås.

**3.2.-** La bathymétrie du domaine anorthositique au moment de la mise en place du magma quartzomonzonoritique devait être faible. En effet, au NE de Bk, peu à l'W de la métairie de Kleppeli, un dyke épais de 10 à 20 mètres a émis dans son éponte, sur la crête du Rindi, une mince apophyse faite d'une andésite vitreuse dont les seules cristallisations sont des microlithes de plagioclase en deux générations (1 mm et 0,1 mm)(Pl. 1 : 1). Ce faciès de consolidation indique que le Rogaland méridional avait donc déjà gagné, du fait de l'érosion, une situation proche de la surface.

## 4.- CONCLUSION

**4.1.-** L'entité géologique, désignée sous le nom de Massif lopolitique de Bjerkreim-Sokndal relève d'une construction en deux temps bien

(8) Dans l'ancienne version (P. M. 1960), le magma quartzomonzonoritique était considéré comme un magma résiduel laissé après la constitution du mégarythme IV. Il aurait produit d'une part le mégarythme V et les monzonorites et mangérites à olivine qui en forment la suite stratigraphique, et d'autre part le Massif du Haugemork-Dufjell, ainsi que les dykes recoupant les mégarythmes inférieurs, tels le dyke de Lomland. Mais l'angle droit que celui-ci décrit dans le Massif d'Eg-Og et son épaisseur qui atteint une centaine de mètres impliquent une fragmentation en blocs se disjoignant, ce qui est incompatible avec le resserrement que le lopolite subissait déjà à ce moment. Ce fut une des raisons qui fit reporter l'intervention du magma quartzomonzonoritique à une phase ultérieure.

(9) Dans l'ancienne version, le Massif du Df était considéré comme un ensemble de lames alternantes, les unes de nature quartzomonzonoritiques, les autres de nature quartzomangéritiques à olivine, ces dernières étant intrusives à l'égard des premières. Cette figuration (P. M. 1960) fut reprise par tous les auteurs qui se sont intéressés au lopolite de Bk-Sk. La révision que j'ai faite du lopolite en 1966 et l'étude des matériaux recueillis a montré que les lames dites quartzomangéritiques sont de nature quartzomonzonoritique, qui est donc celle du Massif du Df dans son entièreté. Est donc rejeté le caractère intrusif du magma quartzomangéritique à l'égard des formations quartzomonzonoritiques et par conséquent l'antériorité de celui-ci par rapport au premier.

distincts. Au cours du premier, il s'est constitué le lopolite à la fois dans son matériau et dans sa structure synclinale. Son magma, introduit dans la structure du tectogène en cours de développement, s'est comporté passivement tout au long de sa cristallisation. C'est cet épigénéisme que porte le lopolite jusqu'à la fin de son évolution synclinale, que traduit la dénomination de *tectonolopolite* qui lui est attribuée. Au cours du deuxième temps s'est produite l'implantation d'un magma quartzomonzonoritique dans un cadre anorogène marqué par la distension et dans des conditions de faible profondeur. Parmi les unités ainsi créées, le Massif du Haugemork-Dufjell.

**4.2.-** Ce dernier, mis en place dans la partie médiane du synclinal lopolitique, a de ce fait rompu les liaisons cartographiques existant entre ses parties septentrionale et méridionale. On peut dès lors individualiser celles-ci respectivement sous les noms de «Synclinal de Bjerkreim» et de «Synclinal de Sokndal».

Comme il a été dit plus haut, le Synclinal de Sokndal se trouve isolé entre des formations plus jeunes, les Massifs anorthositiques de Helleren (Eg) et d'Aana Sira. Seul le Synclinal de Bk a conservé ses attaches avec son cadre géologique ancien, ce qui permet de restituer dans ce dernier le lopolite de Bk-Sk dans son entièreté.

## 5.- LA CONTROVERSE

**5.1.-** Le cadre syncinématique dans lequel s'est constitué le lopolite de Bk-Sk (P. Michot, 1960 et 1964) a été, dans ces dernières années, remis en cause sur la base du mode de mise en place du Massif anorthositique d'Eg-Og (Maquil & Duchesne, 1984). Selon cette version, cette mise en place serait celle «d'une masse anorthositique à l'état d'une boue de cristaux» qui «provoque sa propre déformation (protoclase...) laquelle conduit même localement à la transformation de certaines parties marginales en roches complètement recristallisées».

Cette conception est issue de l'analyse du Massif d'Eg-Og sur la base d'éléments internes, essentiellement géochimiques, sans aucune évocation du cadre géologique dans lequel s'est effectuée sa mise en place, laquelle consisterait donc en une montée diapirique du magma anorthositique dans un bâti statique préconstitué. C'est donc ce dernier qui aurait conditionné le plan textural de la bordure interne du Massif d'Eg-Og, tant celui qui est lié à son écoulement magmatique que celui qui résulte de son remaniement cinématométamorphique.

**5.2.-** Les faits géologiques du cadre immédiat du Massif d'Eg-Og contredisent cette façon de

voir, et en premier lieu la préexistence des parois actuelles à la mise en place du Massif.

**5.2.1.-** Il sera d'abord question de celle qui borde le Massif au N et au NE. Elle est constituée par une intrusion noritique, l'Intrusion du Laksfj (P. Michot, 1960, p. 28, fig. 4), laquelle est *postérieure* au Massif d'Eg-Og : elle en renferme des enclaves à texture gneissique et, en outre elle recoupe à l'emporte-pièces les textures planaires de sa bordure interne. L'antériorité du Massif d'Eg-Og par rapport à son enveloppe immédiate est donc établie sans conteste.

Il en est de même de sa bordure méridionale qui sera envisagée plus loin.

**5.2.2.-** Ensuite, les textures planaires de la bordure interne du Massif d'Eg-Og ne sont pas dans leur attitude géométrique originelle, ainsi qu'il ressort clairement de son versant NE. Au-dessus de l'intrusion noritique du Laksfj repose, avec une inclinaison de 40° à 50° NE, la formation basale du lopolite, postérieure à cette intrusion puisqu'elle en contient des enclaves. Il existe donc, formant le versant NE du Massif d'Eg-Og, un ensemble d'entités lithologiques, solidaires en raison de leurs relations originelles et dont la succession stratigraphique est la suivante :

- a) la bordure interne du Massif d'Eg-Og avec ses textures planaires;
- b) l'Intrusion noritique du Laksfj;
- c) les formations basales du lopolite, autrement dit sa Semelle anorthosito-noritique.

Or cette dernière s'étant déposée suivant l'horizontale, les textures sous-jacentes et en particulier les textures planaires de la bordure gneissique ont donc effectué aussi, depuis leur formation, la rotation de 40° à 50° qu'a subie la semelle lopolitique. Elles perdent dès lors la signification qui leur a été conférée, celle d'une montée magmatique diapirique.

**5.2.3.-** D'ailleurs du point de vue tectonique il est patent que l'inclinaison qu'a prise le flanc occidental du Synclinal du Bk n'est pas liée à un redressement dû à la mise en place du Massif d'Eg-Og : elle n'est pas en effet restreinte à la présence de ce dernier, mais se prolonge au delà, vers le sud jusqu'à Sokndal.

**5.2.4.-** Enfin, il est inexact de voir dans les textures planaires de la bordure interne du Massif d'Eg-Og des surfaces d'écoulement guidées par une paroi. Ces textures décrivent en effet, au S du Massif du Laksfj, des plis isoclinaux plurimétriques à décimétriques, à plan axial et axe inclinés parallèlement à la couverture. Comme je l'ai écrit (P. Michot, 1957); ceux-ci sont l'expression du repliement de ces textures planaires en

plis couchés, lesquels relèvent de la première phase de plissement à axe N-S qui a affecté, en milieu catazonal profond, le Rogaland méridional.

**5.3.-** De l'écrit de Maquil & Duchesne (1984), il reste néanmoins une information qui impliquerait une certaine révision de la conception que j'ai avancée il y a 30 ans : l'âge de la partie centrale du Massif d'Eg-Og serait plus jeune que sa bordure blastomylonitique.

J'aurai donc à revenir sur ce point ultérieurement.

**5.4.-** J'en viens maintenant à la bordure interne méridionale du Massif d'Eg-Og, et ce, à propos d'un mémoire récent ayant trait à une lentille noritique qui s'y est mise en place, la «Lentille de Løyning» (10). Selon son auteur, cette mise en place «est sans doute proche de la fin des déformations liées à la mise en place du Massif d'Egersund Ogn».

Cette conclusion a, comme préalable, l'acceptation de la conception de Maquil & Duchesne d'un Massif d'Eg-Og issu d'une montée diapirique, processus basé, comme il vient d'être montré, sur une interprétation erronée des textures planaires de la bordure interne. Je ne reviendrai donc pas sur ce sujet à propos de celles de sa bordure méridionale. J'examinerai seulement la proposition de l'auteur, à savoir : la subcontemporanéité de la mise en place de cette lentille et de la déformation finale du Massif d'Eg-Og, déformation qui s'exprime dans les textures planaires.

**5.4.1.-** Le magma générateur de cette lentille est le même que celui d'une intrusion qui, 400 mètres au sud, forme la bordure méridionale externe du Massif d'Eg-Og sur une longueur de 8 km et que j'ai dénommée «Intrusion de Puntevoll-Lien» (P. Michot, 1960, p. 28, fig. 4). C'est une intrusion leuconoritique à noritique, migmatitisée en partie, anatectisée aussi, mais qui à Løyning est indemne de toute contamination ou transformation, comme l'est aussi la lentille, ce qui facilite leur rapprochement. A Koldal, cette intrusion recoupe une intrusion stratiforme résultant de la différenciation par gravité d'un magma plagioclasiqque dont la base est une anorthosite hypersthénifère et le sommet, une norite riche en minerai noir, avec, entre elles, toute la gamme des roches intermédiaires. C'est le «Laccolite de Hegdal» du nom de la métairie près de laquelle affleure la base de cette entité. *Cette surface recoupe clairement les textures planaires, aussi plissées, de la bordure interne du Massif d'Ogna* (P. Michot, 1939/b, fig., p. 499). Ainsi s'établit sans ambiguïté la succession dans le temps des événements bien séparés les uns des autres, qui se sont greffés sur la partie méridionale du Massif d'Eg-Og :

- a) la mobilisation du Massif d'Eg-Og par la voie des textures blastomylonitiques planaires et leur remaniement par plissement;
- b) la mise en place du laccolite de Hegdal et sa différenciation;
- c) la mise en place de l'intrusion noritique de Puntevoll-Lien, dont la lentille de Løyning est une dépendance.

**5.4.2.- En conclusion** il n'y a aucune possibilité d'une convergence, ne fut-ce que ponctuelle, entre la mise en place de la lentille de Løyning et la montée du Massif d'Eg-Og, depuis longtemps antérieure et achevée (11).

## CHAPITRE B LE FLANC NORD-ORIENTAL DU SYNCLINAL LOPOLITIQUE DE BJERKREIM : SA FAILLE SOUDEE ET SA CEINTURE PSEUDOMAGMATIQUE DE CORNEITES NORITQUES ENALLOGENES

### PRELIMINAIRES

Dans l'introduction générale il a été fait état de deux anomalies qui se présentent à la bordure nord-orientale du lopolite de Bk-Sk, plus précisément du Synclinal de Bk.

La première est d'ordre tectonique. Sa solution est immédiate : entre Bk et Slettebø, le contact du lopolite avec son enveloppe externe se fait par faille : celle-ci sera dénommée *Faille de Bjerkreim-Slettebø*.

La seconde est d'ordre lithologique. Elle consiste dans l'interposition entre l'enveloppe externe et la Série lopolitique d'une ceinture de composition essentiellement noritique, principalement constituée par des cornéites à grain très fin (localement quartzomonzonoritique) (note infra-paginale 2) passant finalement à une norite ou leuconorite foncée, largement grenue, à faciès magmatique, renfermant des amas pegmatitiques. De par sa nature, comme par sa teinte grise à noirâtre, elle se différencie aisément des roches

(10) G. ERNST. «La lentille de Løyning.» Mém. licence 1990; Fac. des Sciences, Univer. de Liège.

(11) Le magma noritique de l'intrusion de Puntevoll-Lien, comme celui du Laccolite de Hegdal, est de type plagioclasiqque. Cependant, dans ses conclusions, G. Ernst en fait un magma basaltique. La raison en est l'existence, dans la lentille de Løyning d'une unité ultramafique, à olivine, que l'auteur considère comme un produit de différenciation associé à la leuconorite de la lentille, alors qu'il s'agit d'une enclave enallogène.





**2.2.-** L'autre occurrence de la cornéite noritique se présente sous la forme de deux septa interstratifiés dans le lopolite. Le premier, le septum de Kleppeli, épais d'une centaine de mètres, se détache de la ceinture noritique à Kleppeli, s'étend en direction de Bk pour s'incurver ensuite vers le sud conformément à l'allure périsynclinale des couches du lopolite, et finalement s'effacer. Long de 6 km et bien interstratifié, *ce mode d'occurrence n'est donc pas celui d'un faciès de contact*. L'autre septum, celui de Tjörn, long de 1500 mètres, forme un bas crêton au sud du chemin conduisant à la métairie.

L'origine non magmatique de la cornéite noritique était ainsi démontrée, reste à rechercher sa genèse sous sa double occurrence géologique : d'abord en tant que ceinture soulignant dans le flanc oriental du lopolite le contact des MgR I, II et III avec l'enveloppe, à l'emplacement même de la faille-bordière; ensuite en tant que septa interstratifiés, occurrence qui toutefois ne se présente que dans le Mégarythme inférieur.

### 3.1.- LA CEINTURE NORITIQUE ET SON ORIGINE

**3.1.-** L'occurrence de la ceinture noritique et sa limitation en extension sont étroitement liées à la nature lithologique de l'enveloppe. Là où elle est absente, la roche du contact est formée par l'Intrusion noritique du Laksfj. Là où elle est présente, elle est bordée par la Formation des gneiss migm-chn. Cette liaison exclusive conduit à présumer d'un lien de parenté : *la cornéite de la ceinture, dans son faciès primaire, est en effet un constituant normal et constant de la Fm migm-chn sous la forme de bancs décimétriques à plurimétriques, voire décamétriques, intercalés dans les gneiss lités migmatitiques*, où ils sont des relicts préservés de la migmatisation.

A partir de ce faciès encore bien préservé dans la ceinture noritique, se développent, par la voie de la recristallisation coalescente, des cornéites à granularité plus grossière de différents types, puis des faciès à plagioclase en menues plaquettes  $g_1$ , et finalement des norites bien grenues à faciès magmatique.

**3.2.-** La dérivation de la cornéite de la ceinture à partir de la Fm migm-chn se voit le mieux à Tjörn, dans le promontoire qui, au N du Svartevatnet, se détache du pied du versant SW du Glupefjellet (fig. 2).

**Le promontoire de Tjörn** (fig. 3) porte un synclinal dyssymétrique, d'ouverture décamétrique, à style déversé. Son flanc normal, proche du versant du Glupefjellet, est constitué par un ensemble lité, inclinant  $40^\circ S$ , comprenant des lits

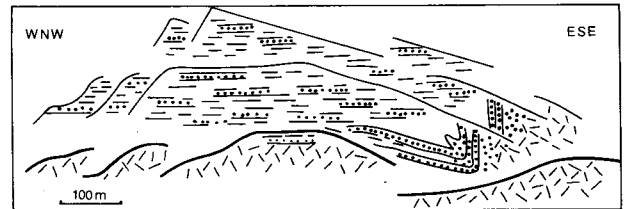


Fig. 2.- Vue panoramique du versant SW du Glupefjellet (500m). A son pied, le Synclinal de Tjörn (dimensions exagérées) dans la ceinture noritique. A l'avant-plan, le plateau de Hytland-Tjörn (320 m).

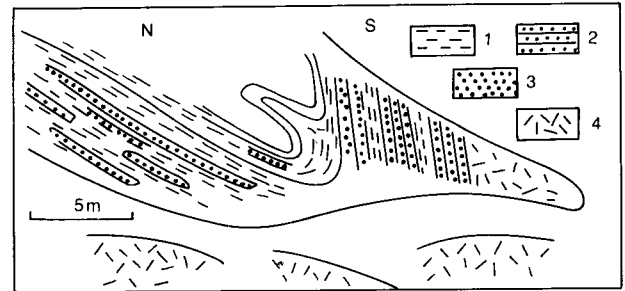


Fig. 3.- Le Synclinal de Tjörn au pied du versant SW du Glupefjellet. A l'avant-plan, en surélévation axiale du pli, la norite grenue, anatectique, à faciès magmatique.

Légende des figures 2, 3, 4 et 5.

1. Gneiss granitique; 2. Cornéites noritiques litées; 3. Cornéite noritique massive; 4. Norite magmatique (éventuellement avec enclaves).

de gneiss granitique et de cornéites noritiques en proportions sensiblement égales; cette constitution l'apparente à la Fm migm-chn qui forme le versant SW du Glupefjellet, où les gneiss granitiques sont toutefois le constituant prédominant. L'autre flanc, en position renversée vers le N, montre successivement à partir de l'axe: un ensemble lité de cornéites noritiques au sein duquel sont intercalés deux minces bancs quartzofeldspathiques, puis un ensemble uniquement cornéitique suivi immédiatement par la norite bien grenue à faciès magmatique. Celle-ci couvre toute l'étendue subhorizontale qui, à partir du pied du versant du Glupefjellet, s'étend vers l'W jusqu'à peu de distance de la métairie Hytland.

Comme la zone axiale du synclinal est exempte de dislocations, il s'ensuit que l'ensemble lité qui le constitue établit la liaison entre le faciès gneiss migm-chn et le faciès cornéite noritique de la ceinture avec perte progressive du matériau quartzofeldspathique. *La cornéite de la ceinture est donc un matériau résiduel issu de la Fm migm-chn par élimination de son matériau acide.*

La norite grenue de la plateforme d'Hytland est structurée par un treillage de cristaux de plagioclase, en plaquette  $g_1$  de 1 à quelques cm de long, maclés Karlsbad. Elle est massive. Sa réalité magmatique se déduit de la présence d'enclaves de cornéites noritiques, massives, litées ou à

linéoles parallèles, qui, disposées en tous sens, impliquent la mobilité du milieu enrobant. A ceci s'ajoute la présence au sein de cette norite d'amas pegmatitiques également noritiques qui lui sont génétiquement associés comme le montre la transition granulométrique qui les relie.

Il manque cependant un terme dans la transition entre la Form. migm-chrn de l'enveloppe et la cornéite noritique en bancs. S'il apparaît bien que celle-ci dérive d'un complexe où sont encore présents des gneiss granitiques, il n'en reste pas moins vrai que ceux-ci sont en lits de faibles épaisseur, alors que dans la Form. migm-chrn de tels bancs ont une épaisseur fréquemment plurimétrique. Il faut dès lors en déduire que l'élimination du matériau acide est un processus qui ne s'est pas déroulé in situ où il n'en est que la fin, mais qu'elle a débuté ailleurs et antérieurement à sa mise en place dans le lieu actuel.

On en vient ainsi à concevoir les modalités de la mise en place de la ceinture noritique. Puisque celle-ci se trouve à l'emplacement de la faille, *c'est en liaison étroite avec celle-ci que s'est déroulé le processus d'élimination du matériau acide. Reste à établir la cause de cette élimination.*

**3.3.- La colline enserrée entre le Nordavatnet et l'Öyavatnet (altitude 220 m) au pied de la falaise du Skaarafjellet** montre dans une section transversale le passage de la cornéite noritique, en bancs plissés au faciès cornéite massive, puis à la norite grenue à faciès magmatique (fig. 4).

La cornéite stratifiée formant le flanc N de la colline, encore chargée de minces intercalations quartzo-feldspathiques, est affectée de plis d'ampleur plurimétrique, très souples, de style identique à celui qui, dans le Synclinal de Tjörn, affectent sa zone axiale. Ces plis (comme celui de Tjörn) s'annoient légèrement vers l'E, c'est-à-dire vers la falaise, sous la masse de gneiss migm-chrn

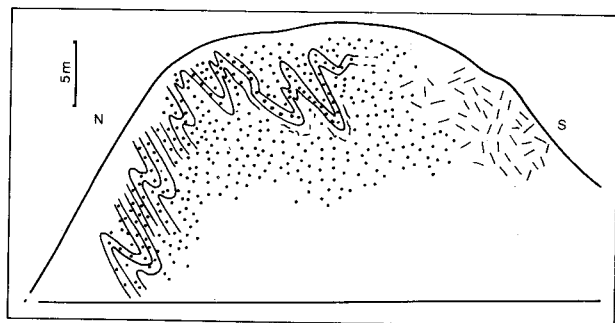


Fig. 4.- Kleppeli. Colline entre le Nordavatnet et l'Öyavatnet. Coupe montrant le passage latéral de la cornéite noritique en bancs plissés (avec veines quartzo-feldspathiques interstratifiées) à la cornéite massive et à une norite grenue à faciès magmatique.

qui la forment plus haut. Vers le bas, ils sont enchassés dans une masse de cornéite homogène où on reconnaît cependant des blocs plus ou moins stratifiés, disjoints, enrobés dans la cornéite homogène. Cette structure traduit deux états de la cornéite noritique : celui, encore solide, de blocs au sein desquels le litage s'efface et qui, soumis à une dislocation, se fracturent, et celui de la masse cornéitique enrobante qui, plastique, remplit les disjonctions entre les blocs. La cornéite homogène passe ensuite rapidement à la norite grenue magmatique, de teinte grise et plus loin, à l'ouest du dyke, à la roche anorthositique ou leuconoritique de la colline Saata, sans qu'on puisse tracer de limite entre elles.

**3.4.- Le pied de la falaise méridionale du Daurmaalsknuten** montre le mode de jonction entre la ceinture cornéitique et l'enveloppe de gneiss.

Tout le haut plateau et sa falaise méridionale sont constitués par la Fm migm-chrn, en bancs de direction NNW-SSE à inclinaison 20°ENE. Dans sa partie occidentale, à l'W du Hellevatnet, au pied de la falaise affleure la ceinture cornéitique, large d'une cinquantaine de mètres, suivie de l'anorthosite basale du lopolite, à texture orientée W-E. Cette discordance géométrique marque le prolongement de la faille qui borde le lopolite à l'E. C'est donc son emplacement qu'occupe la ceinture noritique.

Celle-ci est entièrement constituée par une cornéite massive. Du côté de l'anorthosite elle est chargée de menus cristaux de plagioclase en plaquettes  $g_1$ . Du côté de la falaise, le contact de la ceinture avec les gneiss granitiques consiste en une zone mixte, variant d'un endroit à l'autre, où les bancs de gneiss pénètrent irrégulièrement dans la ceinture. La masse cornéitique (ici de nature quartzomonzonoritique) est parcourue par de minces filonets quartzo-feldspathiques, d'allure irrégulière, se dichotomisant, puis s'effaçant. Près de la paroi, les veines sont plus épaisses et s'y rattachent, parfois en circonscrivant de volumineux blocs de cornéite. La vue d'ensemble de la ceinture donne l'image d'une masse restée solide où des disjonctions irrégulières traduiraient un état imparfaitement consolidé.

**3.5.- Sur le versant oriental du Rasafjell et du Solbjörnipa**, eux aussi constitués par le gneiss migmatitique granitique assez homogène, la couronne cornéitique est bien représentée. Large d'une cinquantaine de mètres, elle est traversée çà et là par un réseau de veines d'épaisseur pluricentimétrique, remplies par un matériau noritique à faciès pegmatitique.

### 3.6.- Conclusion

Ces occurrences géologiques établissent que la ceinture noritique a, comme matériau initial, une cornéite noritique, composant omniprésent, en bancs stratifiés, de la Fm des gneiss migm-chrn, dont est constituée l'enveloppe orientale du Synclinal lopolitique de Bk. Elle est issue de leur agrégation suite à l'élimination du matériau granitique, autre composant de cette Formation. Concomitamment ce matériau initial s'est transformé jusqu'à se muer en un magma noritique dont la norite résultante est un autre constituant de la ceinture noritique.

*On peut dès lors admettre comme étant le même agent, celui qui, ayant causé l'anatexie noritique, a procédé à l'élimination du constituant granitique par voie de fusion.*

La ceinture noritique se trouvant à l'emplacement même de la Faille de Bjerkreim-Slettebø, il en résulte que celle-ci se présente comme une faille soudée, et ce, à l'intervention de cette ceinture. *C'est donc en liaison étroite avec cette faille qu'a dû s'exercer l'action de l'agent générateur de la ceinture noritique.*

## 4.- LES SEPTA DE CORNEITES NORITQUES DE KLEPPELI ET DE TJORN

**4.1.-** Ces deux septa sont de même constitution. Stratifiés, parfois de façon confuse, ils comprennent des bancs à structure interne litée à linéolaire, formés d'une cornéite à granularité très fine, associés à des bancs plus massifs à granularité progressivement plus grossière, se chargeant finalement de menues plaquettes de plagioclase (40%An) allongées suivant le litage. Les relations entre ces deux faciès sont celles déjà rencontrées dans la ceinture: les bancs à structure interne litée sont tronçonnés et se disjoignent à la manière d'un boudinage, grâce à quoi le matériau du banc massif contigu pénètre dans l'écartement entre les tronçons. Cette relation traduit, ici encore, un matériau cornéitique, qui d'abord de nature cassante, acquiert une certaine mobilité plastique, suite à sa transformation. Elle traduit aussi l'extension à laquelle le septum a été soumis, cause du tronçonnement des bancs cassants.

Perpendiculairement au litage, le faciès du septum se modifie progressivement ainsi que le montre le septum de Kleppeli au NE de Bk. Le plagioclase se développe en plaquettes de plus en plus grandes et abondantes conférant à la roche un faciès grenu proche de l'anorthosite basale. Elle n'a toutefois pas la teinte courante, brunâtre,

propre aux roches de la semelle anorthositenoritique, non plus d'ailleurs que l'anorthosite basale qui est aussi de couleur grise. Aussi peut-on se demander si cette dernière, d'ailleurs anormalement chargée d'hypersthène et de minéral noir, n'est pas le résultat du mélange de l'anorthosite lopolitique et de la norite grenue magmatique issue de la cornéite. A Tjörn, c'est ce dernier faciès qui enrobe le septum, tout au moins sur sa bordure nord.

**4.2.-** Comme le montre bien celui de Kleppeli, les septa sont interstratifiés et enracinés dans la ceinture noritique. Comme celle-ci, c'est du côté de leur contact avec la Formation des gneiss migm-chrn qu'ils renferment encore un composant acide. Ils sont, comme la ceinture noritique, marqués par une polarité proximale-distale définis respectivement sur la base de la présence et de la disparition du matériau acide résiduel. Cette polarité implique un processus dynamique qui, inachevé à proximité de l'enveloppe, est terminé à l'écart de celle-ci.

## 5.- PETROGRAPHIE DU MATERIAU CONSTITUANT LA CEINTURE ET LES SEPTA NORITQUES

**5.1.-** L'étude sous le microscope du matériau noritique permet de saisir dans le détail les stades pétrographiques de son développement à partir de son substrat originel, le composant cornéitique entrant dans la constitution de la Fm migm-chrn. Ces stades, schématiquement ramenés au nombre de trois, correspondent aux étapes qui, sur le terrain, traduisent la mobilité croissante de ce matériau. Le premier, qui a trait à son état cassant, voire schistoïde (cas des bancs tronçonnés), est celui de la recristallisation métamorphique; le second, marqué par une mobilité pâteuse, est celui de la fusion débutante; ce sont des cornéites encore bien apparentées au matériau originel, mais d'aspect homogène, douées d'une plasticité leur permettant de combler les espaces des bancs tronçonnés; le troisième est celui du stade magmatique, porteur d'enclaves.

**5.2.-** Tous ces stades pétrographiques ont en commun la conservation de la minéralogie du substrat originel qui est celle de la catazone profonde : plagioclase (40% - 50%An); hypersthène, diallage, minéral noir, avec traces d'apatite et de zircon. La biotite est exceptionnelle.

### 5.3.- La cornéite noritique du substrat originel

Les cornéites noritiques de la Fm migm-chrn sont des roches mésocrates (35% à 50% de minéraux foncés), très finement microgrenues, se présentant sous la forme d'une mosaïque équante, à granularité homogène (200 à 300mm,

voire 500 mm) à laquelle participent le plagioclase (40-50%An), l'hypersthène (hyp), et le diallage (dg) en faible proportion. Le minerai noir, toujours présent, est en grains ponctiformes (50 à 100 mm), uniformément répartis intersticiellement dans la mosaïque (Pl. I: 2 et 3).

#### 5.4.- Les cornéites noritiques du stade de la recristallisation

L'état originel des cornéites peut encore rester conservé tant dans la ceinture noritique que dans les septa. Il est perçu aisément sous le microscope par le maintien à l'état uniformément réparti des grains de minerai noir, restés ponctiformes (Pl. I: 4).

Le premier pas dans la transformation consiste dans une recristallisation coalescente, qui se traduit dans la dimension croissante des plages (1 à 2 mm) dans une mosaïque restée équante (Pl. II: 5, 6, 7, 8) et aussi dans la forme amoéboïde des grains de minerai noir plus grossiers. Ce dernier a une tendance à migrer différenciellement et, à l'échelle des affleurements, à se concentrer sous la forme de très fines lamelles épaisses de 1 à 2 mm et de longueur décimétrique, intercalées entre les bancs. Elles sont l'expression d'une différenciation métamorphique liée vraisemblablement à l'extension qu'ont subie les septa, ainsi que le montre le boudinage de certains de ces bancs.

Dans ce même cadre, les grains d'hypersthène, restés sur place comme dans la mosaïque primitive, ont pu, dans un espace plurimillimétrique, voire centimétrique, recristalliser suivant un même réseau : ce minerai se présente alors sous la forme poecilitique englobant les autres minéraux, eux aussi restés à leur place initiale (Pl. III: 9). Cette structure est identique à la structure poecilitique-intersticielle que prend ce minéral dans la cristallisation magmatique des roches noritiques ou monzonoritiques issues du Magma plagioclasique (13).

Cet état de recristallisation permet de présumer une température plus élevée que celle atteinte dans le cas des faciès précédents. C'est ce qui se déduit de la présence, dans l'hypersthène, de menues démixtions de clinopyroxène (ce qui implique la mise en solution préalable de la molécule diallagique) comme aussi d'inclusions dites de Schiller.

Cette néocristallisation peut être aussi affectée par une texture schisteuse qui se marque par l'allongement que prennent tous les minéraux et agrégats de pyroxènes, et ce suivant un même plan qui est celui du litage. Dans ce stade, l'hypersthène a tendance à prendre la forme colonnaire suivant l'axe c, et le plagioclase, à se développer suivant le plan  $g_1$ , ainsi qu'à disposer le N'g de ses plages perpendiculairement à la schistosité (Pl. III : 10).

#### 5.5.- Les cornéites du stade de la fusion débutante.

Ces cornéites revêtent encore la forme microgrenue, mais avec une granularité supérieure à celle des cornéites recristallisées. Le plagioclase se présente en menues plaquettes  $g_1$ , maclées Karlsbad, de longueur plurimillimétrique et peu nombreuses d'abord, pour atteindre et finalement dépasser 1 cm. Elles confèrent macroscopiquement à la roche l'aspect d'une dolérite microgrenue. L'hypersthène est en cristaux colonnaires souvent bien formés, de quelques mm de long, à démixtions diallagiques et inclusions de Schiller; le diallage est en grains équants; le minerai noir revêt des formes amoéboïdes (Pl. III : 11-12). La disposition parallèle des plaquettes de plagioclase permet de penser que cette texture est liée à un certain écoulement. Cette mobilité n'a cependant été que très faible: elle ne s'est jamais manifestée jusqu'à perturber la structure litée des ensembles que forment ces roches associées aux cornéites recristallisées.

Finalement, comme c'est le cas dans la colline 140 au NE de Bk, on passe à des leuconorites relativement riches en minéraux fémiqes, à grands cristaux de plagioclase qui paraissent être une roche de mélange avec l'anorthosite basale. Telle, l'anorthosite ou leuconorite qui forme le sommet du Saata (332 m), au N de l'Ördalsvatn.

#### 5.6.- La norite anatectique.

La transformation finale se présente dans la ceinture noritique sous la forme d'une norite ou leuconorite foncée, de teinte grise homogène, massive, à plagioclases maclés Karlsbad, en plaquettes de dimensions pluricentimétriques formant un treillage continu.

#### 5.7.- Les variantes pétrographiques.

Dans la proximité immédiate de l'enveloppe du lopolite, les cornéites de la ceinture basique peuvent présenter une variante plus alcaline. Tel est le cas au pied de la falaise du Daurmaalsknuten et en bordure du Solbjörnipa-Rosafjellet.

Leur plagioclase, dont la teneur en An est toujours inférieure à 40%, s'entoure, en dessous de 30%An, d'une couronne de mésoperthite, à la suite de quoi vient une mésostase feldspathique microgrenue (100 à 200 mmm) constituée par du plagioclase et du feldspath K, tous deux homogènes, ce qui traduit le passage du faciès mangéritique au faciès monzonitique.

Leur structure couvre toute la série des formes, depuis celle exempte de toute trace de recristal-

(13) Il est même possible que les cornéites de ce type soient déjà dans un début de fusion.

lisation jusqu'à celle où le plagioclase est en plaquette  $g_1$  maclées Karlsbad, plurimillimétriques.

Ces cornéites constituent une suite de variétés apparentées de composition noritique, monzonoritique (plagioclase à teneur supérieure à 30%An), plagiomangéritique et plagiomangéromonzonitique faiblement quartzifère.

Le substrat de ces roches se trouve également dans la Formation des gneiss migm-chrn. Il n'est toutefois pas exclu que leur alcalinité plus élevée ne soit due à une contamination de cornéites noritiques par un ichor granitique associé à la mise en place de la ceinture noritique.

## 6.- LA GENESE CINEMATIQUE DE LA CEINTURE ET DES SEPTA NORITIQUES

**6.1.-** La coïncidence dans leur emplacement de la ceinture noritique et de la Faille de Bk-Slettebö (flanc NE du synclinal de Bk) - ce qui a conduit à définir celle-ci comme faille soudée (3.4) - ne peut être considérée comme un fait du hasard. Leur inflexion en direction se fait en effet simultanément, comme le montre leur incurvation au pied des falaises du Daurmaalsknuten et du Skaarafjellet. Cette concomitance à l'affleurement traduit ce fait : *La ceinture noritique relève d'une entité géologique qui est la matérialisation de la faille à l'échelle spatiale.* Elle sera spécifiée sous le nom d'*Entité noritique*.

**6.2.-** L'allure de cette faille peut se déduire de l'inflexion mentionnée plus haut. Sa direction serait NNW-SSE à NW-SE et son inclinaison se ferait vers l'ENE à NE. Elle a donc à son toit la Fm des gneiss migm-chrn sous la forme d'une plaque monolithique englobant l'ensemble Daurmaalsknuten-Skaarafjellet-Glupefjellet et dont le litage est uniformément dirigé NNW-SSE avec une inclinaison 20°-25° ENE. Cette plaque se prolonge vers l'W par le Massif du Solbjörnipa et du Rosafjellet, constitué du même gneiss granitique, portant une linéation inclinant également de 25-30° ENE. La faille, qui est donc sous-jacente à ces sommets granitiques, s'identifie avec la ceinture noritique passant en contrebas dans le versant. Ainsi se complète l'Entité noritique, issue d'un acte tectonique, le déclenchement d'une faille, et à laquelle se rattachent les septa de Kleppeli et de Tjörn qui pénètrent à l'intérieur du lopolite.

La figure 5 schématise dans une coupe transversale les relations existant, au flanc NE du Synclinal de Bk, entre l'enveloppe externe et les formations lopolitiques par l'intermédiaire de l'Entité noritique et de la Faille soudée de Bjerkreim-Slettebö.

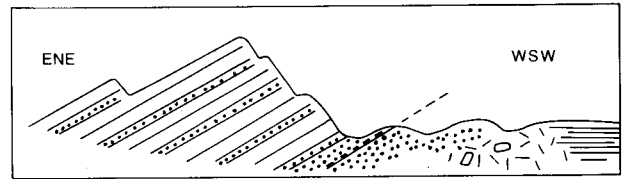


Fig. 5.- Coupe transversale schématisant les relations existant, au flanc NE du Synclinal lopolitique de Bjerkreim, entre l'enveloppe externe et les formations lopolitiques par l'intermédiaire de l'Entité noritique et de la Faille-bordière de Bjerkreim-Slettebö.

**6.3.-** Le cadre génétique dans lequel a été façonnée l'Entité noritique implique la conjonction de quatre facteurs : la faille qu'elle a soudée, la Formation des gneiss migm-charn qui en a fourni le matériau basique, un agent thermique qui, par la voie de la mise en fusion du constituant granitique de cette Formation, en a fait une entité noritique, et un agent cinématique qui a permis sa mise en place, ainsi que celle des septa. Le seul agent qui puisse satisfaire à ces deux dernières exigences est *le magma lopolitique lui-même dont la migration à partir de son lieu d'origine s'est fait par la voie de la faille.* Le passage du magma intrusif, de nature basique, au travers de la Fm des gneiss migm-chrn dont la température devait être proche de 700°C, a déterminé l'élimination, par voie de fusion, du matériau granitique tout au long des parois de la faille ; le reliquat principalement formé de cornéites noritiques, plus réfractaires, s'en est trouvé libéré et entraîné par le flux intrusif. Cet entraînement a pu se faire jusque dans l'intérieur du lopolite comme le montrent les septa, celui de Kleppeli en particulier.

**6.4.-** Ces septa sont cependant l'exception ; ils ne sont présents que dans le mégarythme inférieur, à l'exclusion de tous les autres. On peut en voir la raison dans le fait que la progression de l'intrusion initiale s'est faite concomitamment avec celle de la faille, processus qui implique une certaine durée et, par conséquent, une action prolongée du magma sur ses parois et un résidu basique plus volumineux. Quant aux venues magmatiques suivantes, leur pénétration à partir de leur lieu d'origine s'est faite par la voie déjà tracée ; leur intrusion s'est donc accomplie plus librement : d'où une moindre action sur les épontes de la faille.

## 7.- CONCLUSION

**7.1.-** L'acceptation du faciès microgrenu de la monzonorite de Tjörn comme l'expression de la consolidation d'un magma au contact de sa paroi, est donc une vue erronée. La monzonorite qui le porte est tout à fait étrangère aux venues magmatiques qui ont alimenté le lopolite et ne

peut donc figurer son magma parental. Son chimisme est aussi sans rapport avec celui des magmas nourriciers. Il l'est d'autant moins que cette monzonorite n'est qu'un constituant mineur de l'Entité noritique dont elle fait partie.

**7.2.-** Cette Entité noritique, dont le constituant majeur est une cornéite noritique, soude sur tout son parcours la faille qui borde le Synclinal de Bk sur son flanc nord-oriental et oriental. Dans son état premier ce constituant est le résidu basique issu de la fusion différentielle des matériaux de la Formation des gneiss migmatito-charnockitiques (formation la plus ancienne du Rogaland méridional) au contact des venues magmatiques basiques qui ont alimenté le lopolite et dont la voie de pénétration vers ce dernier est la faille bordière. Agrégé en une lame rhéomorphique, il a été entraîné dans le mouvement d'intrusion du magma, soudant finalement le lopolite avec son enveloppe et même s'y introduisant sous la forme de septa. Son évolution lithologique s'est ensuite poursuivie au sein même du lopolite par la voie d'une recristallisation et jusqu'à sa fusion en un magma noritique, resté autonome ou se mélangeant à l'intrusion.

## IN FINE

La signification donnée ici à la cornéite noritique jalonnant la bordure nord-orientale du Synclinal de Bk, confirmée par l'absence de tout faciès microgrenu là où le magma lopolitique a été en contact avec son soubassement, remet en question la roche microgrenue qui forme la bordure du Massif anorthositique d'Hydra au contact de sa paroi. Considérée elle aussi comme faciès de consolidation rapide de ce magma au contact de la paroi, et d'ailleurs évoquée à ce titre par les auteurs du «Magma parental» en faveur de leur thèse, il apparaît aujourd'hui que toute différence est vraisemblablement sa nature, en raison non seulement de la signification qui a été donnée ici à la cornéite noritique de Bk, mais surtout de l'absence de tout faciès microgrenu au contact du lopolite de BK et de son substratum (14)(15).

## CHAPITRE C LE FLANC ORIENTAL DU SYNCLINAL DE BJERKREIM

**1.-** A Slettebø, le Synclinal de Bk s'ouvre largement vers l'E par la voie d'une expansion latérale qui reporte son flanc oriental à l'E, à Bjuland et Vasshus, où sa direction est N-S; c'est aussi la direction de l'axe du synclinal lopolitique jusqu'à sa terminaison méridionale à Sokndal. Il faut voir dans cette expansion le relai de la

direction NW-SE qui est celle du lopolite à Bk et Helleland, par la direction N-S qui est celle de l'axe lié à cette expansion: celle-ci sera dénommée *Ondulation (synclinale) de Ualand*.

Conformément à cette expansion, la faille de direction NW-SE qui, dans la bordure nord-orientale du synclinal, forme le contact entre le lopolite et son enveloppe, se poursuit, à l'E de Slettebø suivant la direction W-E où elle est également marquée par l'absence des Mégarythmes I et II; le contact avec l'enveloppe se fait donc avec le Mégarythme III, bien qu'avec des niveaux stratigraphiquement inférieurs à celui de Slettebø. Il apparaît ainsi qu'à Slettebø, les gneiss de l'enveloppe pénètrent par le bas au maximum dans la série stratigraphique du lopolite, à la manière d'un éperon. Plus au S, à Vasshus, ce contact est jalonné par la cornéite noritique et la leuconorite foncée à faciès magmatique.

**2.-** Tectoniquement, la structure est cependant plus complexe. S'il apparaît bien que, par la disposition respective des mégarythmes, l'ondulation de Ualand indique la surélévation de son axe vers le N, toute autre est cependant l'inclinaison des couches de sa zone axiale qui devrait être vers le S avec une valeur moyenne. Or, non seulement elles sont subverticales (80° à 85°S), mais à la bordure N, elles sont renversées vers le S jusqu'à prendre une inclinaison 60°N (voir carte fig. 1). Il s'est donc exercé sur toute la bordure N de l'ondulation d'Ualand, une poussée intense vers le Sud, alors que plus au N, à Bk, le mouvement se

(14) Est donc à prendre avec circonspection un autre article de J.C. Duchesne: «Origin and evolution of monzonorites related to anorthosites» (1990) où le chimisme de ces deux roches a servi de données pour ranger ces monzonorites (celle du lopolite aussi), comme aussi celle du Massif d'Eia-Rekefjord, dans la famille des ferrobasaltes. Tous ces magmas sont du type plagioclasiq ue et l'expriment aussi comme tel, lorsque leur consolidation revêt la forme volcanique: une andésite vitreuse où le plagioclase (à faciès microlithique) est le seul à cristalliser (dyke de Kleppeli).

(15) La note de J.C. Duchesne & Hertogen ayant trait au «Magma parental du lopolite de Bjerkreim-Sokndal» est, sur plus d'un point, fallacieuse. Il m'est d'abord prêté, concernant son type magmatique, sur lequel je me suis clairement exprimé en le qualifiant de plagioclasiq ue, une argumentation négative que je n'ai jamais utilisée, à savoir: «l'absence de niveaux ultramafiques à la base de l'intrusion excluait une composition basaltique». J'ai au contraire toujours fait état de ce que la base des mégarythmes comportent une anorthosite, ce qui implique la cristallisation première d'un plagioclase. d'où l'institution du «Magma plagioclasiq ue» pour désigner la famille des magmas qui répondent à ce critère.

Ensuite, utilisant la voie de détours théoriques pour comparer la densité que pourrait avoir le liquide magmatique de Tjørn et celle calculée pour le plagioclase, ces auteurs concluent: «Les différences de densité apparaissent faibles et on peut donc présumer que le plagioclase n'aura guère tendance à couler ou à flotter dans le liquide parental». Et cependant le fait géologique est là: le plagioclase a coulé.

faisait vers l'W ou l'WSW. Par contre, au S de Ualand, c'est à nouveau le mouvement vers l'W que subit le lopolite, où non seulement les couches sont redressées à la verticale, mais où ont été aussi éliminés les Mégarythmes III, IV et la base du Mégarythme V.

3.- Pareille complexité s'est également manifestée à Bjerkreim où les plis que décrit, à Kleppeli et à Tjörn, la cornéite au contact de la faille ont une direction W-E, impliquant une poussée méridienne, alors que la faille est liée à un mouvement vers l'W ou l'WSW.

4.- Pour comprendre cette diversité dans la tectonique qui a affecté le Synclinal de Bk sur sa bordure NE et E, il faut replacer cette région dans le cadre des grands mouvements tangentiels en cours au moment de la mise en place des magmas lopolitiques.

La base du lopolite, et par conséquent son flanc SW et toute la bordure NE et N du Massif d'Eg-Og étaient à l'horizontale, structure sur laquelle s'était avancé le pli-couché du Storafjellet, à axe W-E, dont le front passe peu au Nord du lopolite. Cette nappe est surmontée plus au Nord par la Nappe de Söiland-Kirkeknuten, et celle-ci par la Nappe du Maageknuten (P. Michot, 1956; 1960, fig. 1). Ces nappes, également d'axe W-E, s'incurvent à l'E pour prendre la direction NW-SE et finalement NNW-SSE à l'E de Bk. Elles sont ensuite replissées conformément à la même direction axiale, mais dans un style à plans axiaux redressés, tel celui du Synclinal de Laksfj.

La région de Bk se trouve ainsi dans l'angle SW que forment les nappes, c'est-à-dire dans la convergence de poussées qui viennent du N et de l'E, soit alternativement soit simultanément. C'est donc dans ce cadre que se situe la Faille-bordière du Synclinal de Bk sur son flanc NE et E. Celle-ci n'est connue que dans sa position finale; mais son mouvement a débuté tout au moins lors de la venue de la première intrusion, c'est-à-dire dans le cadre des mouvements horizontaux qui ont été ceux des plis-couchés. C'est pourquoi le lopolite de Bk-Sk devait s'étendre à l'E de Bk, au delà de sa limite actuelle, prolongeant vers le Nord l'Ondulation synclinale de Ualand.

5.- La source des magmas lopolitiques se trouve donc à l'E du lopolite. Là aussi doit se trouver un massif anorthositique analogue à celui d'Eg-Og, car la première venue magmatique a amené avec elle de volumineux blocs d'anorthosite, dont certains portent une anorthosite identique à celle du Massif d'Eg-Og.

Il est d'autres enclaves qui proviennent de la Série sédimentogène de Gjestal (P. Michot, 1960, p. 20), comme l'enclave géante de Kleppeli (fig. 1), qui contient un lit à nodules diopsidiques, et les

enclaves grenatifères relevant de sa partie supérieure. Etrangères à la Fm migm-chrn formant la bordure NE et E du lopolite, ces enclaves ne peuvent avoir d'autres sources que plus à l'E, ce qui donne à la faille un rejet important. Il est dès lors vraisemblable qu'il faut lier le déclenchement de la Faille-bordière de Bjerkreim-Slettebø et de son prolongement vers le Sud au delà de Ualand jusque Heskestad, aux translations horizontales qui ont engendré les plis-couchés de la seconde phase de plissement.

*La Faille-bordière de Bjerkreim-Slettebø, prolongée le long du versant oriental de l'Ondulation de Ualand serait donc le mur des grands transports qui ont affecté le domaine bordant à l'E le Synclinal lopolitique de Bk. Etant la conduite d'amenée des intrusions lopolitiques, ce serait donc aussi à l'E, sous ces massifs allochtones, que se trouverait le réservoir magmatique qui les a émises.*

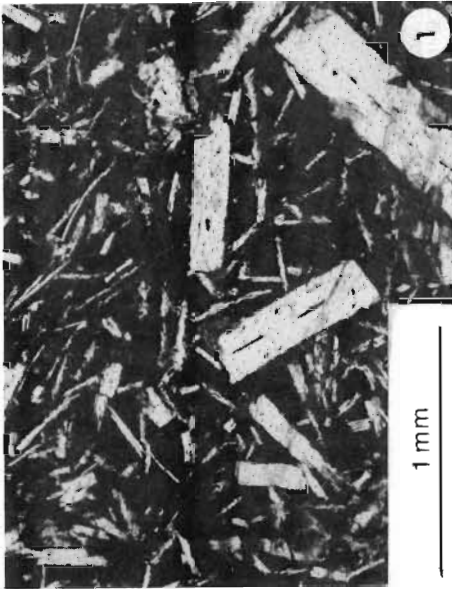
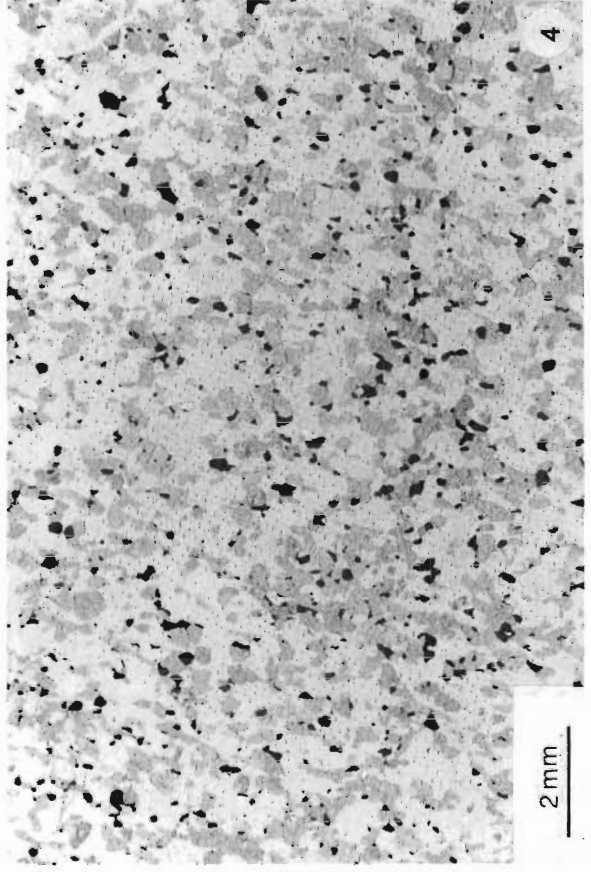
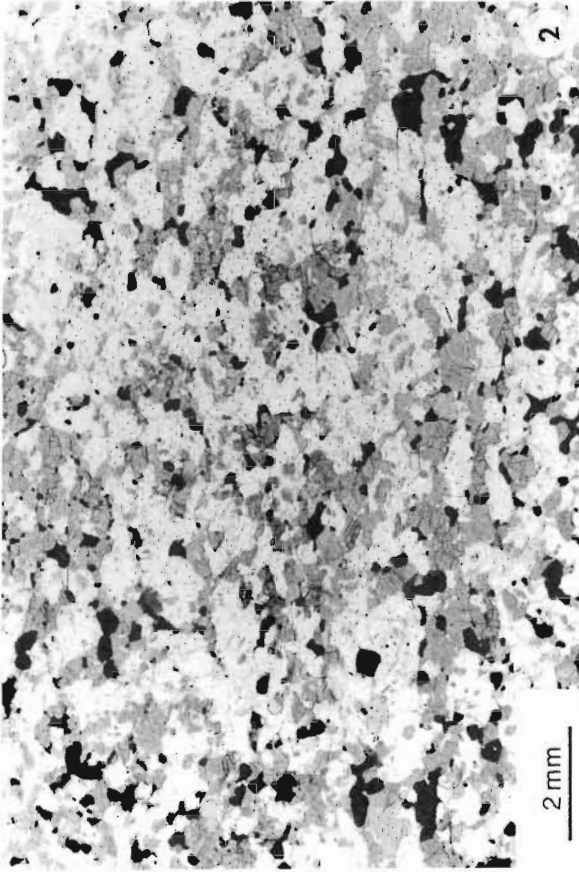
## BIBLIOGRAPHIE

- DUCHESNE, J.-C., 1972.- Iron-titanium oxyde minerals in the Bjerkreim-Sokndal massive. *J. Petrol.*, 13: 57-81.
- DUCHESNE, J.-C., 1990.- Origin and evolution of monzonites related to anorthosites. *Schweiz. Mineral. petrogr. Mitt.*, 70: 189-198.
- DUCHESNE, J.-C. & HERTOGEN, J., 1988.- Le magma parental du lopolite de Bjerkreim-Sokndal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306 (II): 45-58.
- MAQUIL, R. & DUCHESNE, J.-C., 1984.- Géothermométrie par les pyroxènes et mise en place du Massif anorthositique d'Egersund-Ogna. *Ann. Soc. géol. Belgique*, 107: 27-49.
- MICHOT, J., 1959.- Acception généralisée du terme cornéite. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 83: 87-89.
- MICHOT, J., 1960.- La palingénèse basique. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci., 5<sup>e</sup> série*, 46: 257-268.
- MICHOT, J., 1961.- Le massif complexe anorthosito-noritique de Haaland-Helleren et la palingénèse basique. *Acad. roy. Belg., cl. Sci., Mém. Collect. in 4<sup>e</sup>, 2<sup>e</sup> série*, 15(1).
- MICHOT, P., 1939a.- La couronne d'anorthosite hypersthénifère feuilletée et rubannée du Massif anorthositique d'Egersund. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 62: B547-561.
- MICHOT, P., 1939b.- Les anorthosites de la région d'Egersund. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci.*, 25: 547-561.
- MICHOT, P., 1939b.- Les anorthosites de la région d'Egersund. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci.*, 5<sup>e</sup> série, 25: 491-503.
- MICHOT, P., 1955.- L'anatexie leuconoritique. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci.*, 5<sup>e</sup> série, 41: 374-385.
- MICHOT, P., 1956.- Structures tectoniques dans la catazone norvégienne. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci.*, 5<sup>e</sup> série, 42: 209-227.
- MICHOT, P., 1957.- Constitution et genèse d'un dôme de gneiss coiffé, en milieu catazonal profond. *Bull. Acad. roy. Belg., cl. Sci.*, 5<sup>e</sup> série, 43: 23-44.
- MICHOT, P., 1960.- La géologie de la catazone, le problème des anorthosites, la palingénèse basique et la tectonique catazonale dans le Rogaland méridional (Norvège). *Intern. géol. Congr., XXI session Norden 1960*. Guide de l'exc. A9.
- MICHOT, P., 1964.- Le Magma plagioclasique. *Geol. Rundsch.*, 54: 956-976.

### PLANCHE 1

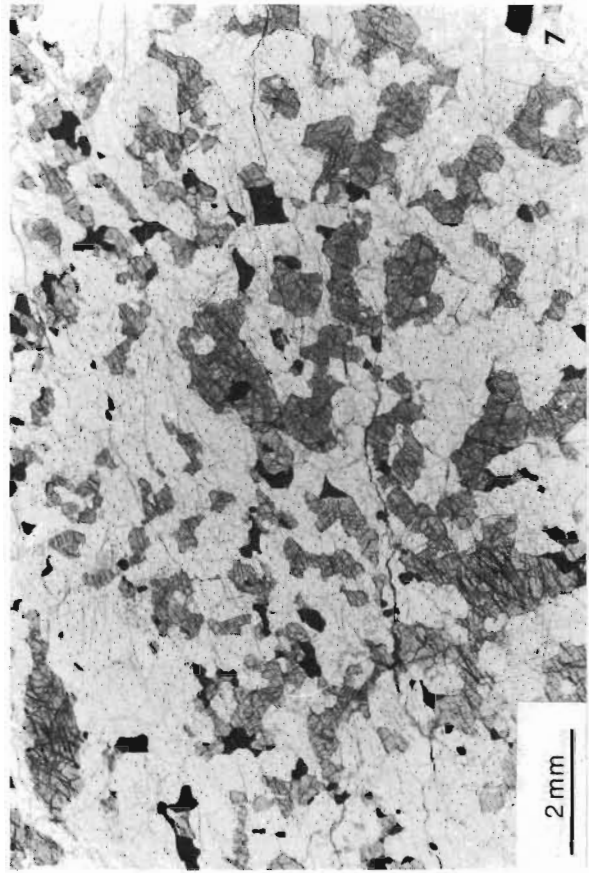
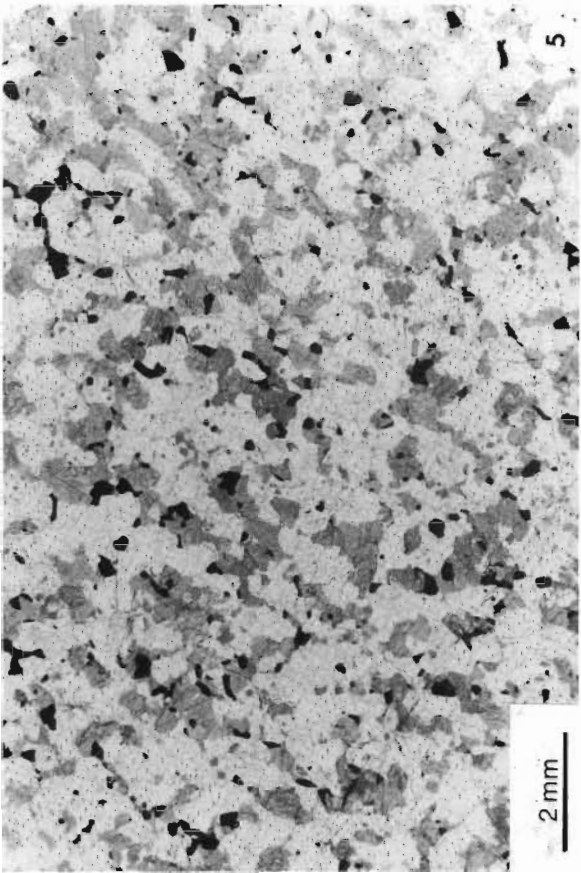
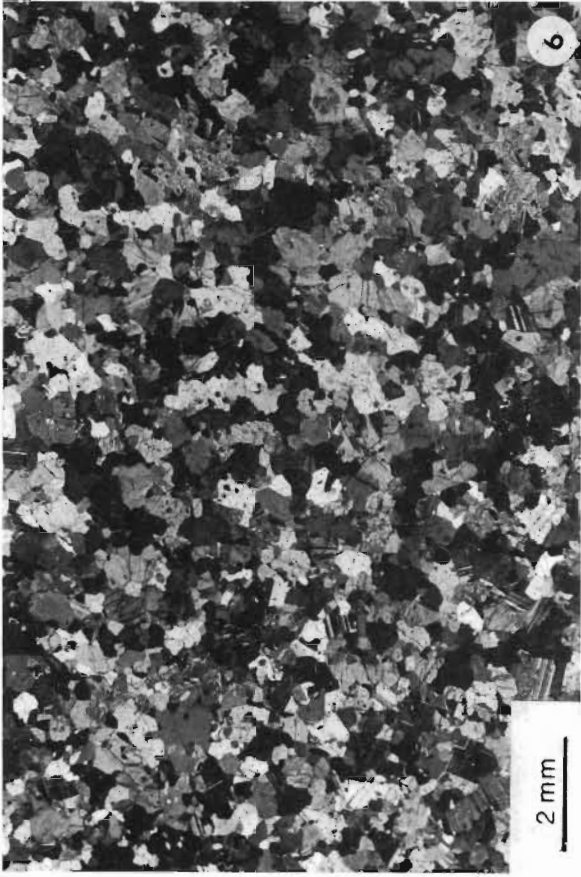
1. Bjerkreim. Kleppeli. Dyke quartzomonzonoritique de Kleppeli. Appendice latéral. Andésite vitreuse à microlithes de plagioclase (deux générations). (ech. 3261). Lum. pol.
2. Bjerkreim. Daurmaalsknuten. Formation des gneiss migmatito-charnockitiques. Banc basique. Cornéite gabbronoritique à grain fin (plag.: 500 mmm) et minerai noir ponctiforme (100 à 300 mm). (Ech. 2233). Lum. pol.  
Légende pour les microphotographies en lumière polarisée:  
en blanc: plagioclase; en grisâtre: pyroxènes; en noir: minerai noir.
3. Idem. Nicols croisés.
4. Bjerkreim. Colline 120 au NE de Bjerkreim. Septum de Kleppeli. Banc tronçonné. Cornéite gabbronoritique à grain fin. (plag.: 500 mmm). Minerai noir ponctiforme, uniformément réparti. (Ech. 3384). Lum. pol.





**PLANCHE 2**

5. Bjerkreim. Tjörn. Ceinture noritique. Synclinal au pied du versant SW du Glupefjellet. Flanc N. Banc basique. Cornéite gabbronoritique, recristallisée. (plag.: 1 mm). Minerai noir ponctiforme à amoeboïde (Ech. 3378). Lum. pol.
6. Idem. Nicols croisés.
7. Bjerkreim. Kleppeli. Ceinture noritique. Eperon au bord S. de l'Öyavatnet. Cornéite noritique à grain grossier. (plag.: 1 à 2 mm); minerai noir amoeboïde. (Ech. 3362). Lum. pol.
8. Idem. Nicols croisés.



**PLANCHE 3**

9. Bjerkreim. Kleppeli. Ceinture noritique. Colline entre le Nordavatnet et l'Öyavatnet. Cornéite noritique à hypersthène poecilitique-intersticiel. Les monocristaux d'hypersthène sont entourés d'un trait continu; ils enrobent le plagioclase en grains de 500  $\mu$ m. (Ech. 3353). Lum. pol.
10. Bjerkreim. Tjörn. Septum noritique. Cornéite noritique à grain fin et texture schisteuse. (Ech. 8150). Lum. pol.
11. Bjerkreim. Septum noritique de Kleppeli. Colline 140 au NE de Bjerkreim. Leuconorite foncée à cristaux de plagioclase  $g_1$  maclés Karlsbad (1 cm), allongés parallèlement; minerai noir amoeboïde. (Ech. 3386). Lum. pol.
12. Idem. Nicols croisés.

