

MIGMATITISATION, MÉTASOMATISME LOCAL ET
ANATEXIE PARTIELLE DES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES
DE LA RÉGION DE GRINDHEIM-KIRKHEI
(NORVÈGE-MÉRIDIONALE) (*)

J. M. LEGRAND (**)

(7 fig. dans le texte)

RÉSUMÉ

Un ensemble sédimentaire comprenant des éléments volcaniques interstratifiés est à l'origine du complexe gneissique qui affleure dans la région de Grindheim-Kirkhei. Un métamorphisme de type catazonal supérieur (faciès amphibolite-almandin), s'accompagnant de manifestations migmatitiques, lui a conféré son aspect actuel. En particulier, une des unités, désignée sous le nom de gneiss granodioritique, constitue un gneiss d'homogénéisation, de composition quasi eutecticale, formé aux dépens d'un gneiss rubané et d'un gneiss quartzo-feldspathique fin dont quelques résidus subsistent.

De composition chimique différente et paraissant témoigner d'une température de cristallisation plus élevée, les gneiss œillés trouvent vraisemblablement leur origine dans une zone plus profonde. Ils se seraient mis en place dans le complexe gneissique lors de la formation de ce dernier.

ABSTRACT

The gneissic complex outcropping in the Grindheim-Kirkhei area developed from a sedimentary sequence including interlayered volcanic beds. An upper katazonal metamorphism (almandine-amphibolite facies) with accompanying migmatitic phenomena is responsible of its present features. Particularly, one of the units, a granodioritic gneiss, arises from an homogenization process of anatectic character acting on the association of a banded gneiss and a quartzofeldspathic rock, remnants of which are still observed.

Of a different chemical composition and formed at a higher temperature, augen gneisses originate from a deeper part of the crust. They would intrude the gneissic complex during the last stage of its constitution.

I. INTRODUCTION : APERÇU GÉOLOGIQUE

La région étudiée, située à 80 km au NW de Kristiansand, fait partie du Pré-cambrien migmatitique du Téliemark. Elle est limitée à l'Ouest par la dépression Flottorp-Byremo, à l'Est par le plateau de Kirkhei (fig. 1) (**). On y trouve deux unités principales bien distinctes quant à leur structure et à leur texture. La première,

(*) Communication présentée le 2 février 1971, manuscrit déposé le 11 septembre 1973.

(**) Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie — U.L.B., 50, av. F. D. Roosevelt, 1050 — Bruxelles.

(***) La partie ouest de la carte présentée ici a été levée par J. Lavreau (1965).

constituée de gneiss oëillés, encadre la seconde composée essentiellement d'un gneiss granodioritique localement porphyroblastique à texture zono-lenticulaire.

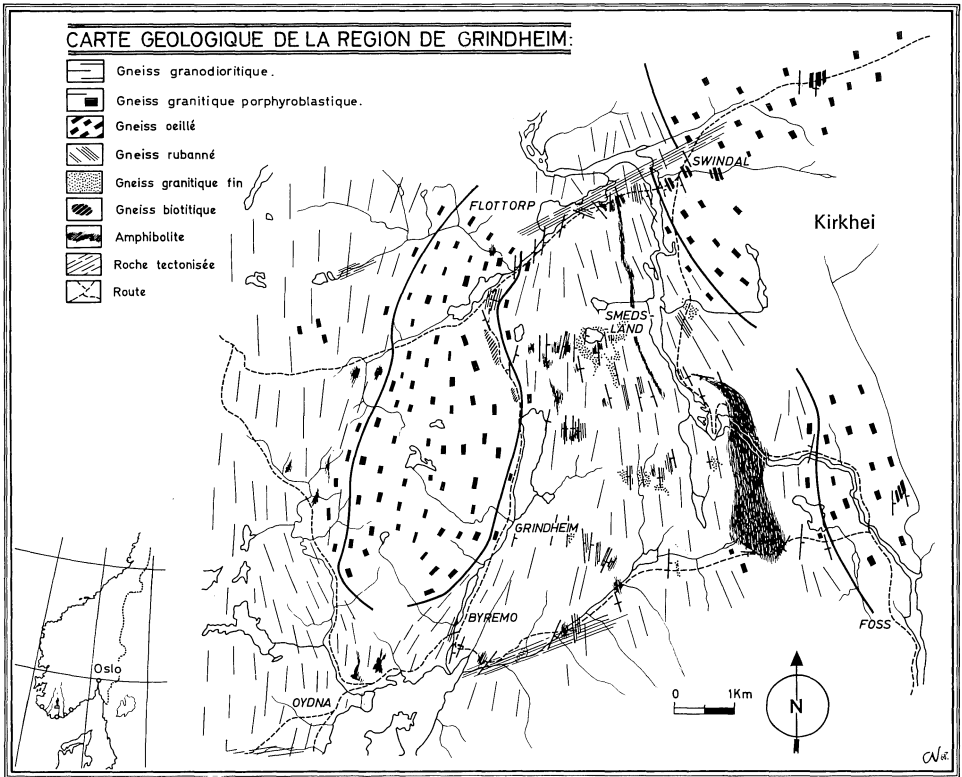


Fig. 1

La transition entre ces deux unités est très progressive, et se marque par le développement de phénoblastes de feldspath K dont le nombre va croissant lorsqu'on se rapproche de la bordure du gneiss oëillé.

Les deux unités se caractérisent en outre par des faciès à caractère migmatitique. En particulier, le gneiss granodioritique est localement entrelardé de zones agmatitiques allongées sur quelques centaines de mètres suivant la texture et constituées essentiellement de lentilles de gneiss rubanés et d'amphibolite plus ou moins disloquées. A l'Ouest de Smedsland, le gneiss granodioritique voisine avec une masse de gneiss granitique finement grenu, qui, en d'autres endroits, se présente en enclaves à contours diffus.

La partie Sud-Est de la région est occupée par une masse d'amphibolite de 500 m environ d'épaisseur, que l'on peut suivre sur 2 km parallèlement à la texture générale.

Toutes les roches de la région sont recoupées de veines aplitiques, pegmatitiques et de filons de quartz.

Les pegmatites présentent une granulométrie peu élevée, de l'ordre du centimètre, plus faible encore lorsqu'elles sont lenticulaires.

Quant aux structures tectoniques, bien qu'estompées par une migmatisation

importante, elles soulignent de manière irrégulière la disposition Nord-Sud des différentes unités. Le gneiss granodioritique paraît surmonter le gneiss œillé qui l'encadre; dans une coupe Est-Ouest tracée dans la partie nord de la région, il développe une allure synclinale. Au Sud, les plans de contact entre le gneiss œillé et le gneiss granodioritique subissent une torsion et prennent aux deux flancs l'inclinaison Est. Le pli synclinal se transforme ainsi en un pli isoclinal à plan axial inclinant fortement à l'est.

Aucun pli secondaire n'a été observé dans les ensembles plus ou moins fortement mobilisés; par contre, à l'intérieur des lentilles de gneiss rubanés et d'amphibolite, on peut parfois observer des plissements caractéristiques qui permettent de supposer que la migmatitisation a effacé une tectonique qui aurait affecté antérieurement toutes les roches de la région.

Deux systèmes de failles ayant joué à des époques différentes ont été décelés. Le premier de direction Nord-Sud est responsable des structures en graben et horst. Le second de direction N 60° E est matérialisé par le développement de zones mylonitiques étendues suivant lesquelles le déplacement latéral semble souvent important.

II. ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES DIFFÉRENTES UNITÉS LITHOLOGIQUES

A. Le gneiss granodioritique

Ce gneiss à texture zono-lenticulaire, est essentiellement formé de quartz, de plagioclase zoné (25 à 18 % An), de microcline perthitique, de biotite et de minéraux opaques (magnétite, ilménite et chalcopyrite). La granulométrie est assez élevée. Les minéraux quartzo-feldspathique atteignent 4 à 5 mm de diamètre. La phase interstitielle, très importante, se compose de quartz amoëboïde, de myrmékites et localement se manifeste sous la forme de bordures albitiques ceinturant le plagioclase. Ce dernier est par endroits corrodé par le feldspath K.

Cette disposition structurale traduit la mobilité du quartz, du feldspath K et de l'albite (fig. 2).

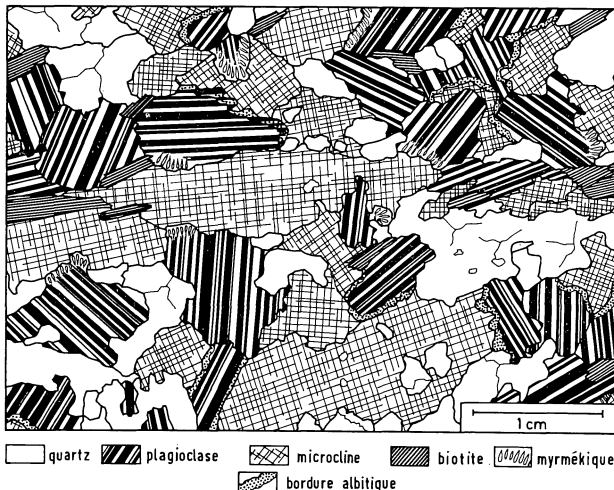


Fig. 2. — Gneiss granodioritique : le quartz et le microcline sont allongés dans la texture et les structures interstitielles sont abondantes (bordures albitiques et myrmékites).

B. *Le gneiss œillé*

Le gneiss œillé revêt une structure porphyroblastique typique; il est composé de quartz, de plagioclase (25 à 18 % An), de microcline et de biotite ($B = 1,636 \pm 0,002$).

Assez homogène, dans l'ensemble, il montre très peu d'intercalations de roches différentes, à l'exclusion de la zone de contact avec le gneiss granodioritique où l'on retrouve des lentilles de gneiss biotitique rubané.

La structure de cette roche est similaire à celle du gneiss granodioritique, exception faite de la présence de phénoblastes sub-rectangulaires de microcline perthitique rose souvent maclés Carlsbad. Dans la mésostase, le quartz développe davantage de plages allongées. Les minéraux opaques comprennent la titanomagnétite ceinturée d'une bordure de leucoxène, la pyrite et la chalcopyrite.

Nous pouvons donc conclure, comme dans la roche précédente, à une mobilité du quartz, du feldspath K et de l'albite.

C. *Le gneiss biotitique*

Il se présente la plupart du temps en lentilles dans le gneiss œillé et est formé d'une alternance de rubans gris et roses, les premiers riches en biotite avec parfois d'assez nombreux granules de leucoxène, les second comprenant surtout feldspath K et quartz. Le feldspath K perthitique a tendance à développer une structure porphyroblastique; quant au quartz il se développe en plages lenticulaires poeciloblastiques.

D. *Le gneiss rubané*

Le gneiss rubané apparaît, dans l'ensemble, comme une masse généralement plus sombre et à granulométrie plus fine (les grains quartzo-feldspathiques ont en moyenne 0,6 mm de diamètre) que le gneiss granodioritique dans lequel il est intercalé.

Il se compose d'une alternance de bancs et de lits, de quelques mm à quelques dm d'épaisseur, la portion des minéraux ferromagnésiens y variant d'un élément à l'autre.

La roche la plus fréquente est de type quartzo-feldspathique, assez riche en hornblende et/ou biotite, la composition des autres roches variant de la leucogranodiorite à l'amphibolite.

Les contacts entre le gneiss rubané et le gneiss granodioritique sont en général progressifs lorsqu'on les analyse en direction, suivant la texture. Par contre, latéralement, ils paraissent beaucoup plus francs, mais aussi plus irréguliers, le gneiss rubané constituant parfois de nombreuses digitations centimétriques à décimétriques, intercalées dans le gneiss granodioritique.

La partie leucocrate est composée de quartz, plagioclase et microcline. Le plagioclase (26 % An) est très rarement zoné; le microcline, irrégulièrement perthitique, révèle une tendance dans beaucoup de cas à remplacer le plagioclase; le quartz présente une structure poecilitique, légèrement cataclastique. Ces minéraux ont une action corrosive vis-à-vis des ferromagnésiens. La hornblende est criblée de globules de quartz et montre des contours fortement corrodés. Lorsque la quantité d'éléments leucocrates augmente, la biotite remplace l'amphibole (fig. 3).

Notons encore, outre la présence d'un minéral opaque, qui peut être plus ou moins abondant suivant les rubans, celle du sphène, de l'apatite et de l'orthite. Ce dernier minéral, souvent automorphe, métamictisé se trouve en relative abondance dans des niveaux particuliers, riches en ferromagnésiens.

En conclusion, les gneiss rubanés sont caractérisés par leur fine granulométrie, le faible développement des structures intergranulaires et une quantité relativement élevée en ferromagnésiens, parmi lesquels la hornblende prédomine.

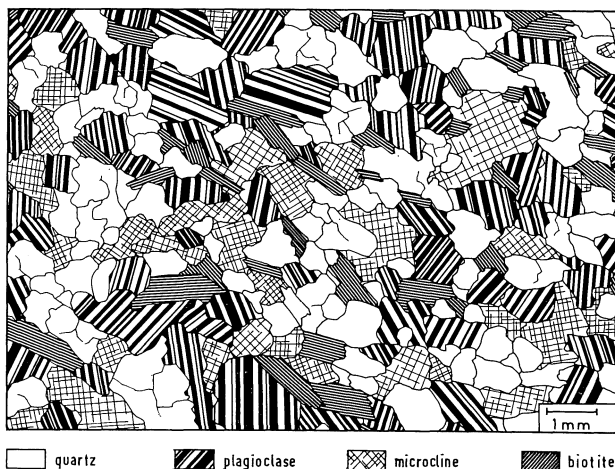


Fig. 3. — Gneiss rubanés : structure granoblastique des phases quartzo-feldspathiques.

D'après l'étude microscopique et un graded-bedding observé sur plusieurs échantillons, l'hypothèse d'une origine sédimentaire semble la plus vraisemblable.

Les gneiss rubanés proviendraient d'une masse sédimentaire bien litée dans laquelle se sont succédés des dépôts de sédiments pélitiques et quartzo-feldspathiques, pélitiques calcaires ou franchement calcaireux, transformée lors du métamorphisme en roche du faciès amphibolite-almandin.

Une origine volcano-sédimentaire n'est pas à exclure, étant donné la composition des rubans amphibolitiques.

E. *Les amphibolites*

Les amphibolites apparaissent en bancs ou en lits, souvent lenticulaires, que l'on peut suivre parfois sur plusieurs centaines de mètres, voire un kilomètre. Leurs contacts avec le gneiss granodioritique dans lequel elles sont insérées, sont tantôt francs, tantôt progressifs. Les amphibolites étudiées forment deux groupes distincts : les unes possèdent une texture orientée, les autres une texture massive dans laquelle les minéraux révèlent une structure engrenée caractéristique.

Toutes ces roches sont moyennement à finement grenues et leur composition minéralogique reste semblable dans les deux cas. Le plagioclase montre dans certains cas un zonage très franc (40 % An au centre, 28 % en bordure); il est maclé suivant les lois Carlsbad, Albite et Pericline. Lorsque la biotite ou le quartz est présent, le zonage du plagioclase est moins prononcé et ressemble ainsi à celui décrit dans le gneiss granodioritique.

La hornblende, polychroïque, du vert foncé au vert pâle, est caractérisée par un angle d'extinction $z/c = 18^\circ$ à 20° .

Le minéral opaque est relativement abondant (10 %). La biotite apparaît soit en fines paillettes enchevêtrées avec l'amphibole lorsque la roche est gneissique, soit en

plages trapues et séparées de l'amphibole dans le cas où la texture est massive. Le quartz présente des structures de corrosion vis-à-vis des ferromagnésiens, surtout de la hornblende, et s'y développe en petits globules.

Accessoirement, on distingue du sphène, du zircon et de l'apatite. Ce dernier minéral souvent idiomorphe, se distribue dans tous les minéraux de la roche.

Les amphibolites sont localement recoupées de filons leucocrates constitués de quartz en grandes plages cataclastiques et de plagioclase finement maclé et saussuritisé.

Dans la partie Sud-Est de la région étudiée affleure, en outre, une masse lenticulaire d'amphibolite d'environ 600 m de large et 2 km de long, disposée parallèlement aux textures d'ensemble. En bordure, ou bien elle passe graduellement à une roche de composition intermédiaire, représentée par un gneiss riche en biotite et hornblende, ou elle fait place à une alternance de lits d'amphibolite et de gneiss granodioritique.

Dans ce second cas, le contact, assez net, est souligné du côté de l'amphibolite par une bordure réactionnelle biotitique.

Cette masse d'amphibolite est sans équivoque d'origine magmatique. Elle révèle une structure porphyrique due au développement de phénocristaux zonés de plagioclase (52 % An, au centre, et 40 % An en bordure) répartis dans une mésostase équi-granulaire formée de diopside à 20 % d'hédenbergite, de plagioclase homogène (40 % An) de biotite, de hornblende, de nombreux prismes d'apatite ainsi que de grandes plages de minéral opaque à structure interstitielle.

Dans la zone de contact avec le gneiss granodioritique, la recristallisation de la mésostase est de règle, la hornblende et la biotite développent une structure poeciloblastique, le pyroxène se transforme en hornblende, tandis que de leur côté, les phénocristaux de plagioclase s'entourent d'une couronne de néoformation titrant 40 % An. L'aspect porphyrique du plagioclase et du diopside par rapport à une matrice finement grenue, la présence de quartz et localement d'un peu de microcline interstitiel laissent supposer que cette roche dérive de la consolidation, proche de la surface d'un magma de composition semblable à une latite quarzifère (TURNER et VERHOOGEN, 1960, p. 275). Cet évènement serait à rapporter aux manifestations du magmatisme basique de la phase géosynclinale. La recristallisation de la mésostase cryptocristalline et le développement de la biotite et de la hornblende dateraient, par contre, du métamorphisme.

F. *Le gneiss granitique fin*

C'est une roche homogène à faible granulométrie, caractérisée par une texture orientée soulignée par l'alignement des biotites. Sa minéralogie est très semblable à celle du gneiss granodioritique. Elle s'en différencie cependant par la présence de mica blanc qui ne semble pas résulter d'une action de rétro-morphose. En grande plage trapue, ce minéral est associé au plagioclase ou au contact microcline-biotite.

La phase interstitielle composée essentiellement de myrmékites et de bordures albitiques est peu abondante.

III. LE PROCESSUS MIGMATITIQUE

L'étude des différentes unités pétrographiques envisagées, tend à indiquer que le gneiss granodioritique, le gneiss biotitique et le gneiss ceillé correspondent à des ensembles à caractère migmatitique.

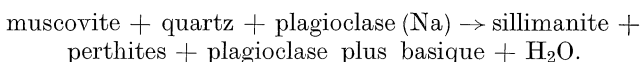
En effet, on y relève des arguments indiquant que certains de leurs éléments constitutifs ont été l'objet d'une mobilisation.

Dans le cas du gneiss granodioritique, l'étude microscopique a montré la mobilité du quartz (aspect lenticulaire poecilitique) et celle de l'albite (abondance des structures interstitielles dans lesquelles elle est impliquée).

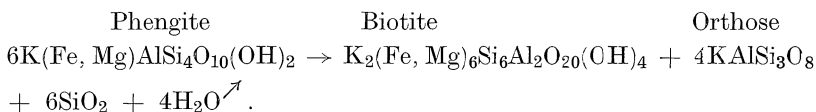
La mobilité du minéral potassique est évidente dans le gneiss œillé. Elle est moins certaine dans le gneiss granodioritique où l'aspect interstitiel de certaines plages semble néanmoins la confirmer. Par contre, gneiss rubané, gneiss fin et amphibolites représentent des ensembles ayant résisté à la migmatitisation.

L'association minérale quartz-plagioclase-biotite-orthose rencontrée dans les roches à caractère migmatitique correspond au faciès amphibolite-almandin, sous-faciès sillimanite-almandin-orthose. Cette association apparaît lors de la disparition de la muscovite. Ce minéral, encore présent dans le gneiss granitique fin, y révèle une association très nette avec le microcline et la biotite.

QUIDOTTI (1963) propose la réaction suivante qui tient compte de la présence, dans l'association minérale stable, des perthites et du zonage du plagioclase :



La sillimanite n'a jamais été observée dans les unités étudiées; ceci peut s'expliquer par le fait qu'au départ la roche n'était pas assez riche en alumine. En effet, si dans la réaction nous remplaçons la muscovite par un mica de la série des phengites où Al^{+++} en position tétraédrique est remplacé par Si^{++++} , et Al^{+++} en position octocoordonnée par $\text{Fe}^{++}\text{-Mg}^{++}$, le produit de la réaction comporte alors biotite et quartz à la place de la sillimanite.



Nous avons reporté sur le diagramme triangulaire quartz-albite-orthose les points figuratifs des différentes roches dont nous avons déterminé la composition modale (*) (fig. 4). Nous y avons également tracé les courbes d'équilibre quartz-feldspaths pour les pressions de H_2O de 500 bars et 3.000 bars, ainsi que la courbe $\text{T}_1 - \text{T}_2$ matérialisant l'évolution du « minimum ternaire » entre ces deux valeurs de la pression (TUTTLE et BOWEN, 1958).

On sait que les points représentatifs des roches plutoniques acides dont l'analyse est reprise dans les tables de Washington (571 roches) et pour lesquels la proportion Q — Ab — Or atteint au moins 80 % de la norme (TUTTLE et BOWEN, 1958) sont concentrés dans ce même diagramme juste à la droite de la courbe des « minimum ternaires ».

Comme on peut le voir sur la figure 4, il en va de même des points figurant le gneiss granodioritique. Il serait étonnant que des roches sédimentaires prises à des endroits très différents puissent avoir cette même composition eutecticale. Nous pensons donc pouvoir conclure que ce gneiss est le résultat de la cristallisation d'une phase anatectique dont la constitution sera esquissée plus loin.

Les points représentant le gneiss œillé montrent, par contre, une très grande

(*) T. FALKUM (1966) a montré dans un exemple similaire, la correspondance entre la mésonorme et le mode.

dispersion qui pourrait, en fait, soit être le résultat des erreurs faites sur l'évaluation du pourcentage en porphyroblastes, soit correspondre à une inhomogénéité de la roche.

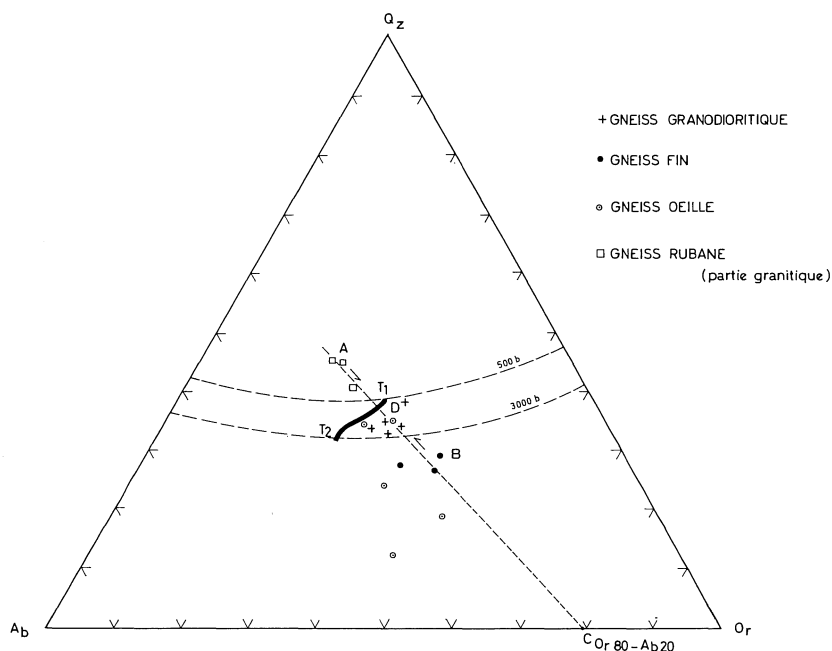


Fig. 4. — Compositions modales des différents types de roche reportées dans le diagramme triangulaire quartz-albite-orthose. La courbe T_1, T_2 est le lieu des points eutecticaux entre 500 et 3000 bars.

Quant au gneiss fin et au gneiss rubané (partie granitique) leurs points représentatifs se répartissent respectivement aux extrémités B et A de la droite ADB, les plus riches en orthose à 20 % d'albite (point C), les autres appauvris en ce minéral.

Comme nous l'avons vu plus haut, ces deux gneiss apparaissent par endroits dans le gneiss granodioritique sous forme, soit d'enclaves à contacts flous, soit d'intercalations irrégulières à contacts transitionnels. On peut concevoir qu'un processus d'homogénéisation en grand soit ainsi à l'origine de la constitution du gneiss granodioritique. La recristallisation du gneiss fin, aurait provoqué un départ d'alcalis ($K_{0,8}Na_{0,2}$), souligné sur la figure 4 par l'évolution, sur la droite AC, du point B représentatif des compositions du gneiss fin vers le point D représentatif des compositions du gneiss granodioritique.

Les alcalis libérés pourraient à leur tour avoir été le moteur d'une transformation métasomatique à petite échelle des gneiss rubanés, modifiant leur composition dans le sens d'une accentuation du caractère granodioritique (évolution du point A représentatif des compositions de la partie granitique des gneiss rubanés). Ce processus d'homogénéisation des unités sédimentaires vers la composition granodioritique, aurait finalement abouti à la constitution d'une association de nature eutecticale qui dans les conditions physiques définissant le milieu où le processus s'est développé a été l'objet d'une anatexis plus ou moins poussée.

Il est cependant impossible de préciser l'importance en volume de la phase

liquide. Le fait que la masse de gneiss granodioritique ne paraît à aucun moment avoir eu la mobilité magmatique nous incline à considérer que cette phase a été peu importante, mais qu'elle a joué un rôle majeur en tant que vecteur des éléments mobilisés (les alcalis principalement).

IV. GNEISS CÉILLÉ, GNEISS GRANODIORITIQUE — COMPARAISON

La genèse des gneiss cœillés et les conditions particulières qui sont responsables de leur développement sont encore mal connus. Certains auteurs ont expliqué l'existence des porphyroblastes de feldspath potassique en invoquant une origine magmatique (SCHERMERHOHN in ROUBAULT, 1962); d'autres y ont vu une origine métasomatique (FUSTER et BARROLA in ROUBAULT, 1962).

Le gneiss granodioritique et le gneiss cœillé constituent tous deux des unités à caractère migmatitique. Le passage de l'un à l'autre se fait par développement progressif de porphyroblastes prenant naissance préférentiellement dans les lentilles quartzofeldspathiques, qui s'individualisent dans le gneiss granodioritique lorsqu'on s'approche du gneiss cœillé.

Si l'on compare l'évolution des paramètres de Niggli définissant le gneiss granodioritique, le gneiss cœillé et le faciès intermédiaire on peut voir que la variation ne fonction de *si*, de *al* et *alc* est linéairement positive mais qu'elle est linéairement négative pour *fm* et *c* (fig. 5) (*).

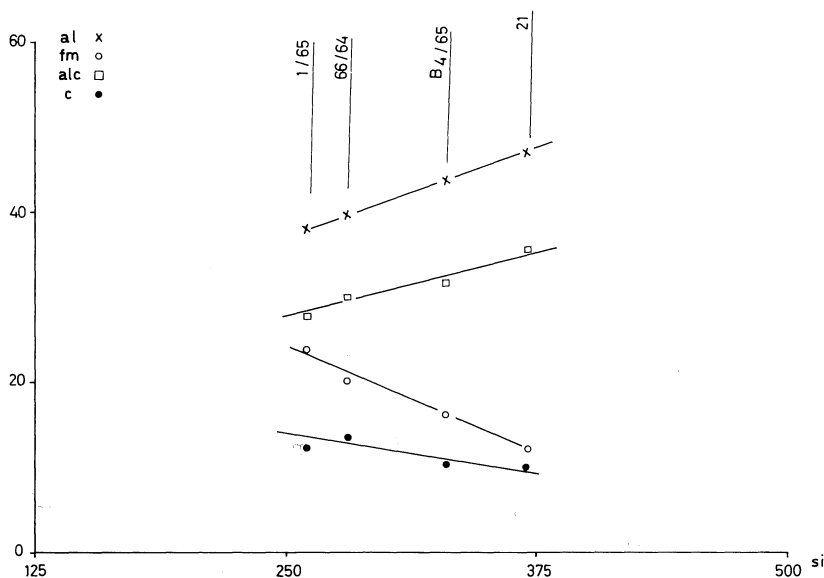


Fig. 5. — Évolution des paramètres de Niggli *al*, *fm*, *alc* et *c* en fonction de *si* pour 2 éch. du gneiss cœillé (1/65 et 66/64), 1 éch. du gneiss granodioritique (21) et 1 éch. du faciès intermédiaire (B₄/65).

(*) Les calculs de normes et paramètres de Niggli ont été effectués grâce au programme de calcul sur ordinateur de Kummert P., Lavreau J., Michot J., 1970.

Le caractère progressif du développement des porphyroblastes et la variation progressive du chimisme traduisent donc le passage d'une roche à l'autre.

La comparaison des % en poids d'oxydes du gneiss granodioritique et du gneiss œillé (tableau I) indique que si le gneiss œillé dérivait du gneiss granodioritique cela reviendrait à postuler des migrations d'éléments dont l'étude de terrain ne montre aucun indice. Dès lors, le faciès intermédiaire, visible sur une centaine de mètres d'épaisseur, peut être interprété, soit comme le résultat d'un changement progressif des compositions sédimentaires initiales des deux roches et correspondre alors à une zone de passage sédimentologique, soit comme le produit d'un échange chimique entre le gneiss granodioritique et le gneiss œillé lors du métamorphisme, et représenter dès lors une zone réactionnelle.

TABLEAU I

	21	B ₄ /65	1/65	66/64
SiO ₂	70,84%	69,94%	64,70%	65,44%
TiO ₂	0,10	0,38	0,68	0,63
Al ₂ O ₃	15,00	15,52	16,00	15,52
Fe ₂ O ₃	0,93	1,17	1,69	1,87
FeO	0,60	1,15	1,90	1,69
MnO	—	—	0,03	0,03
MgO	0,50	0,95	2,04	1,01
CaO	1,58	1,95	2,80	2,84
Na ₂ O	3,85	3,85	4,20	4,20
K ₂ O	4,62	4,68	4,08	4,42
H ₂ O ⁺	0,33	0,78	0,67	0,93
H ₂ O ⁻	0,09	0,11	0,11	0,12
P ₂ O ₅	0,05	0,12	0,28	0,23

analyses chimiques — % en poids d'oxydes

21 — gneiss granodioritique

B₄/65 — faciès intermédiaire

1/65 — 66/64 — gneiss œillé

L'étude de la répartition de Na₂O entre les phases feldspathiques du gneiss œillé et du gneiss granodioritique montre qu'un plagioclase quasi identique dans les deux roches, est associé à un feldspath potassique titrant 15 % d'albite dans le gneiss granodioritique et entre 25 et 35 % dans le gneiss œillé.

L'application du thermomètre géologique de Barth (BARTH, 1962-1969) (fig. 6), sans attacher trop d'importance à la valeur absolue des résultats (restrictions thermodynamiques et inclusions de plagioclase dans le microcline), nous permet néanmoins de considérer que le gneiss œillé se trouvait à plus haute température que le gneiss granodioritique lorsque les deux phases feldspathiques ont constitué des systèmes fermés.

Les relations de terrain montrent très bien que ces deux roches ont évolué ensemble durant la phase isostatique.

L'hypothèse la plus vraisemblable qui permettrait d'expliquer la différence de température semble donc que le gneiss œillé ait été mobilisé dans des parties plus

profondes de l'écorce et se soit injecté dans les séries des gneiss granodioritiques lors de leur recristallisation. Processus qui, éventuellement, aurait pu aider à la fusion partielle évoquée plus haut, facilitant ainsi le développement du gneiss granodioritique.

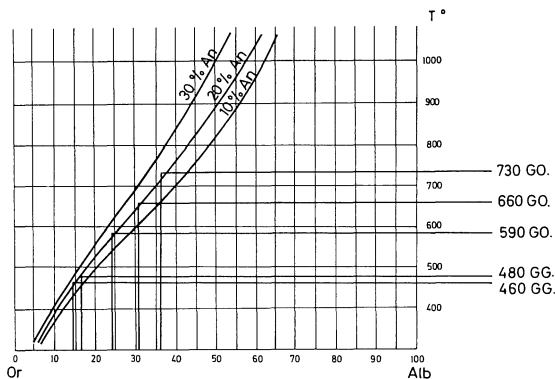


Fig. 6. — Thermomètre de T. F. W. Barth (1962).
G.G. = Gneiss Granodioritique; G.O. = Gneiss Œillé.

Le transport vers les zones plus superficielles n'aurait, dans ce cas, pas permis la réadaptation complète quant à la distribution de l'albite dans les nouvelles conditions de température.

Cette réadaptation a pu néanmoins être amorcée, ce qui expliquerait l'éventail des résultats obtenus dans l'analyse des feldspaths potassiques du gneiss œillé vis-à-vis de celle relative au feldspath du gneiss granodioritique.

Le processus invoqué explique aussi la forme des contacts. La mise en place de la roche porphyroblastique s'est en effet effectuée dans une zone relativement profonde où le gneiss granodioritique était lui-même en voie de formation. On comprend dès lors que dans de telles conditions de mobilité, il soit vraisemblable d'admettre une zone d'échange entre les deux matériaux.

V. CONCLUSIONS

L'étude de terrain et les observations pétrologiques réalisées jusqu'à présent nous ont permis de retracer avec plus ou moins de détails l'histoire géologique de la région prospectée (fig. 7). Comme le montre la structure lithologique décrite, la phase géosynclinale a permis l'accumulation de séries de sédiments pélitiques, quartzo-feldspathiques et carbonatés, entrecoupés d'intercalations volcaniques concordantes, qui au cours de la phase tectonique subséquente ont été entraînées dans la mézosone inférieure, voire dans la catazone supérieure, où a débuté une phase de migmatitisation liée à un processus d'anatexie partielle (endomigmatitisation). Ce phénomène a donné naissance au gneiss granodioritique dont la composition uniforme sur l'ensemble du terrain correspond grosso-modo à l'eutectique quartz-orthose-albite.

Il s'agit donc d'un gneiss d'homogénéisation provenant de la transformation d'un ensemble de gneiss granitique fin et de gneiss rubané dont des résidus subsistent encore en enclaves. Venant des zones plus profondes, à la fin de l'évolution méta-

morphique régionale, les gneiss ocellés se sont intercalés dans les séries en voie de recristallisation.

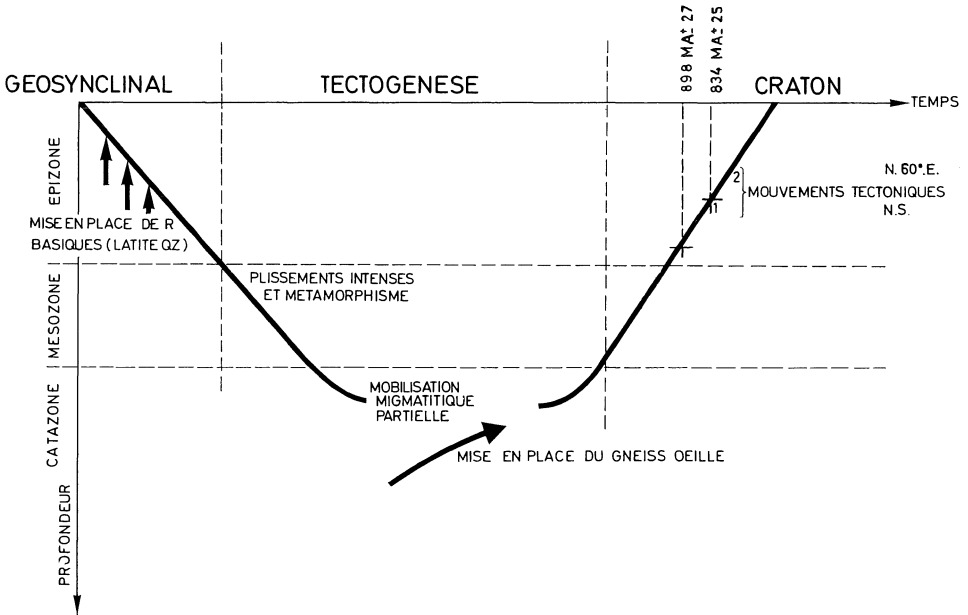


Fig. 7

Lors de la remontée du bâti, deux épisodes de tectonique cassante se sont succédés :

- le premier est responsable de failles N-S parallèles à la texture et détermine la formation d'un relief en horst et graben.
- le second provoque des décrochements N 60° E donnant lieu à la formation de zones mylonitiques importantes.

En ce qui concerne les mesures géochronologiques réalisées dans ce domaine, deux biotites dont l'une provient d'une région contiguë à celle que nous avons étudiée, ont donné les résultats repris au tableau ci-dessous.

N° d'éch.	CONCENTRATION en ppm				AGE M.A.
	Rb	Sr com.	Sr ⁸⁷ rad.	% rad.	
biotite Le. 1/64	784	3,58	2,74	92	834 ± 25
biotite La. 19/64	841	16,2	3,16	74	898 ± 27

Constantes utilisées : = $1,47 \cdot 10^{-11} a^{-1}$
 Sr^{87}/Sr^{86} initial = 0,709

Les âges apparents obtenus n'indiquent, comme il est actuellement bien établi, que le moment à partir duquel les biotites se comportent en système fermé. Ce stade est atteint lorsque ces minéraux ont dépassés, dans la remontée des roches, un niveau tel qu'ils ne perdent plus de Sr^{87} et pour autant qu'aucun autre phénomène géologique ne vienne les modifier.

Géologiquement il est bien établi que les deux unités pétrographiques dont les biotites datées sont issues, ont évolué de la même manière et ont atteint ensemble le seuil pour lequel la biotite se comporte en système fermé. La légère différence d'âge serait ainsi à expliquer par une influence tectonique. En effet, l'échantillon (Le. 1/64) a été prélevé à proximité d'une faille N-S. Cet effet tectonique, aurait simplement influencé le rapport isotopique sans pour autant modifier les caractéristiques optiques du mica.

REMERCIEMENTS

L'auteur tient à remercier le Mineralogisk Geologisk Museum à Oslo pour l'appui financier accordé pour les campagnes de terrain, dans le cadre du « Telemark Project ». Il remercie également Monsieur le Professeur Jean MICHOT pour l'analyse critique qu'il a faite de ce travail. L'auteur n'en garde pas moins la responsabilité des thèses défendues.

BIBLIOGRAPHIE

- BARTH, T. F. W., 1962. — The feldspar geologic thermometer. *Norsk Geol. Tidsskr.*, bind 42, p. 330.
- BARTH, T. F. W., 1969, Feldspar, Wiley. Intersciences. p. 261.
- FALKUM, T., 1966. — Geological investigations in the Precambrian of Southern Norway. The complex of metasediments and migmatites at Tveit, Kristiansand. *Norsk Geol. Tidsskr.* bind 46, pp. 85-109.
- HOLTEDAHL, O., 1960. — Geology of Norway. *Norsk Geol. Undersøkelse*, V. 208. p. 540.
- KUMMERT, P., LAVREAU, J. et MICHOT, J., 1970. — Présentation d'un programme de calcul automatique de normes et de paramètres à partir d'analyses chimiques (PCAL. 01 — IBM 7040). *Ann. Soc. Géol. de Belgique*, t. 93, pp. 81-86.
- LAVREAU, J., 1965. — Étude pétrologique de la région de Gletne-Grindheim. *Mémoire de l'Université Libre de Bruxelles* (non publié).
- QUIDOTTI, C. V., 1963. — Metamorphism of the pelitic schists in the Bryant pond quadrangle Main. *Am. Min.*, V. 48, pp. 772-791.
- ROUBAULT, M., 1962. — Sur les porphyroblastes de feldspaths. Quelques remarques sur leur signification pétrogénétique. *Norsk Geol. Tidsskr.*, bind 42, pp. 514-532.
- TURNER, F. J. et VERHOEGEN, L., 1960. — Igneous and metamorphic petrology. Mc Graw-Hill, London. p. 694.
- TUTTLE, O. F. et BOWEN, N. L., 1958. — Origin of granite in light of experimental studies. *Geol. Soc. of Am.*, V. 74.
- VAN DER PLAS, L. et TOBI, A. C., 1965. — A chart for judging the reliability of point counting results. *Am. Journ. of Sc.*, V. 263, pp. 87-90.

