

La tectonique tangentielle dans le Troms oriental (Calédonides de Laponie) : ses manifestations méga-, méso- et microscopiques

par JEAN-MICHEL QUENARDEL * et ANNE-MARIE BOULLIER **

Mots clés. — Nappe, Séquence métasédimentaire, Migmatite, Mylonite, Pli, Boudinage, Péetrofabrique, Foliation, Orogénie calédonienne.

Norvège nord (Troms).

Résumé. — Les caractères de la tectonique tangentielle des Calédonides du Troms oriental sont présentés aux échelles méga-scopique (troncatures basale et sommitale, saute de métamorphisme...), méso-scopique (plis d'entraînement, boudinage...) et micro-scopique (foliation mylonitique, linéation d'étirement...). L'étude des mylonites et de la fabrique du quartz permet de confirmer un sens de chevauchement vers le Sud-Est et ne s'oppose pas à l'existence de matériel précambrien dans les nappes calédoniennes, mais elle ne rend pas compte entièrement de la mise en place des nappes qui fait intervenir d'autres mécanismes au cours d'un même continuum de déformation.

Thrust tectonic in the Eastern Troms (Caledonides of Lapland) : its mega-, meso- and microscopic consequences

Abstract. — The Nappe tectonic characteristics of the Northern Caledonides (eastern Troms) are shown at different scales : megascopic (basal and sommital truncations, discontinuity of the metamorphism), mesoscopic (drag-folds, boudinage) and microscopic (mylonitic foliation, stretching lineation). The study of mylonites and of quartz C axis preferred orientation confirms the movement direction towards the SE and suggests the presence of Precambrian material in the Caledonian nappes. The quartz plastic flow is not sufficient to explain the nappes emplacement. During the translation of the structural edifice it probably involves other mechanisms, suggesting a continuous deformation.

PRÉSENTATION.

La présence de nappes allochtones dans la chaîne calédonienne scandinave a été mise en évidence depuis longtemps en Scandinavie centrale [A. E. Törnbohm, 1896] alors que les travaux concernant les régions septentrionales sont plus récents.

Les études que nous avons entreprises depuis plusieurs années dans le Troms oriental, au Nord de la limite Suède-Norvège-Finlande (fig. 1), ont permis de montrer l'existence de contacts tangentiels séparant les unités structurales les unes des autres.

L'objet de cet article est, d'une part, de montrer quelles sont les manifestations de la tectonique tangentielle aux échelles méga-, méso- et microscopiques, dans le Nord de la Scandinavie, et, d'autre part, de caractériser les déformations qui paraissent accompagner cette tectonique.

Nous distinguerons les unités externes ou Externides et les unités internes ou Internides en fonction de leur contenu lithologique et de leurs traits structuraux et métamorphiques. Dans les Externides, la sédimentation correspond à une marge stable, de type plate-forme continentale ou bassin intracratonique, le métamorphisme calédonien est nul ou de degré faible et la fréquence des méso- et microstructures calédoniennes est faible dans les unités les plus inférieures. Dans les Internides, la sédimentation calédonienne est plus importante et plus

variée, le métamorphisme calédonien atteint des degrés moyen à élevé et les déformations calédoniennes d'échelle méso-scopique sont bien développées.

CADRE TECTONOSTRATIGRAPHIQUE.

La séquence tectonostratigraphique observée sur le méridien du Kåfjord sera détaillée dans une autre publication. Elle comprend schématiquement, du Sud vers le Nord et du bas vers le haut les unités suivantes (coupe de la fig. 1) :

1) *l'autochtone* composé du socle précambrien du Bouclier baltique (localement représenté par des granodiorites et des métasédiments), sur lequel reposent en discordance un tégument cambrien, les « Schistes à *Hyolithus* » [T. Vogt, 1967], parfois accompagnés de carbonates ;

2) une unité para-autochtone (quartzites et schistes d'âge supposé éocambrien à cambrien) qui correspond à la nappe de Jerta [F. J. Skjerlie et T. H. Tan, 1961] à l'Est de la région étudiée ; *Unité externe inférieure* ;

* Laboratoire de géologie structurale, Univ. Paris-Sud, bât. 504, F-91405 Orsay Cedex.

** Centre géologique et géophysique, C.N.R.S., U.S.T.L. Place Eugène-Bataillon, F-34060 Montpellier Cedex.

Note déposée le 17 janvier 1979, présentée à la séance du 5 février 1979, manuscrit définitif reçu le 9 avril 1979.

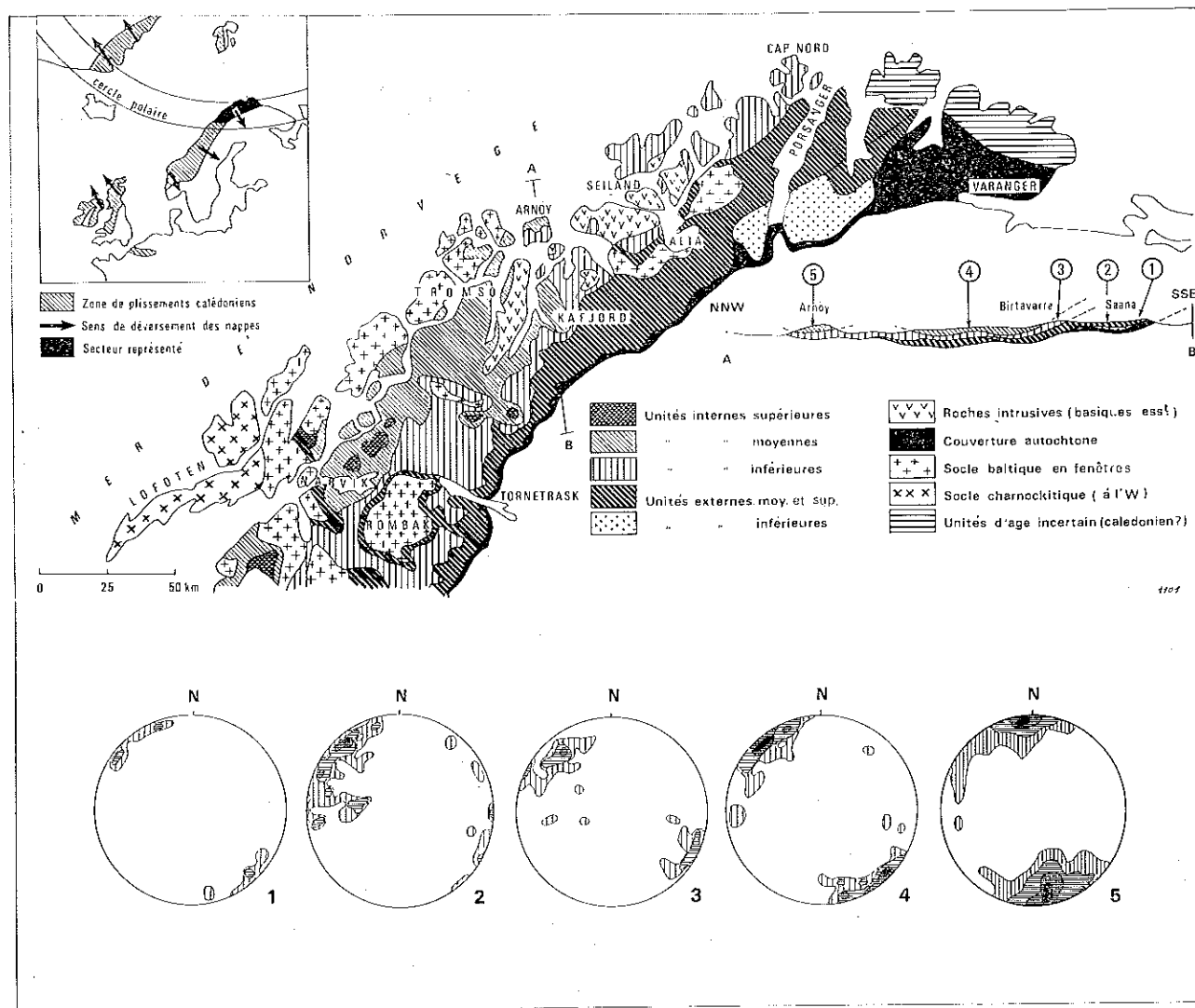


FIG. 1. — Schéma structural des Calédonides scandinaves septentrionales et représentation des pôles de linéations dans les différentes unités structurales [complété d'après J. M. Quenardel, 1977].

Le socle oriental ainsi que certaines fenêtres (Alta par exemple) sont recouverts par une couverture d'âge éocambrien à ordovicien. L'origine des nappes calédoniennes est donc à rechercher à l'Ouest ou au Nord-Ouest ; la zone des racines est actuellement immergée. Coupe schématique selon le méridien du Kalfjord, les numéros renvoient aux diagrammes. Diagrammes des linéations d'éirement, projection sur l'hémisphère inférieur. ① : Externides moyennes (unité des métaquartzites) ; ② : Externides supérieures (complexe mylonitique) ; ③ : Internides inférieures ; ④ : Internides moyennes ; ⑤ : Internides moyennes d'Arnoy [d'après F. Béchenec et A. Hervé, 1973].

3) une unité de métaquartzites feldspathiques comportant des interlits micaschisteux, surtout dans la partie supérieure, d'âge présumé éocambrien. La base de cette unité est jalonnée par des mylonites cataclasées ; *Unité externe moyenne* ;

4) un complexe mylonitique formé d'un mélange de roches d'origine infracrustale et supracrustale, d'âge précambrien [Ploquin, Quenardel et Sonet, en cours] ; *Unité externe supérieure* ;

5) une *unité interne inférieure* métasédimentaire (unité de Birtavarre) dont la lithologie est très variée (Éocambrien à Silurien ?). On y rencontre des carbonates, des micaschistes divers, des quartzites et des métagrauwackes. Ces métasédiments alternent avec des amphibolites et des métavolcanites acides ;

6) des *unités internes moyennes* dont la plus basse (unité de Trollvik) est composée de gneiss, parfois migmatiques, et de micaschistes où sont intercalés

des niveaux d'amphibolite, de marbre et de quartzite, ainsi qu'un massif de granite. Au-dessus de cette unité on trouve un nouvel ensemble formé de gneiss, de migmatites, de marbres, d'amphibolites et de micaschistes. Ces unités sont d'âge supposé éocambrien (?) à silurien (?).

La séquence sur laquelle nous avons travaillé représente donc une coupe transverse à peu près complète des Calédonides scandinaves selon le méridien 21° Est, entre 69 et 70° de latitude Nord.

ARGUMENTS EN FAVEUR D'UNE TECTONIQUE TANGENTIELLE.

Les preuves de l'existence de contacts tangentiels cisailants sont de différents ordres : elles apparaissent à l'échelle de la carte, de l'affleurement ou de l'échantillon.

1. Les discordances tectoniques d'échelle cartographique.

Dans le Troms oriental et dans l'Ouest du Finnmark, la nappe de Jerta, dont les roches ont un

pendage assez élevé (40 à 50°), est généralement discordante sur le tégument autochtone constitué par les schistes à *Hyolithus* subhorizontaux.

Le caractère allochtone des mélaquartzites des Externides moyennes est bien marqué car cet ensemble souligne morphologiquement la limite sud-orientale du front calédonien et repose aussi bien sur

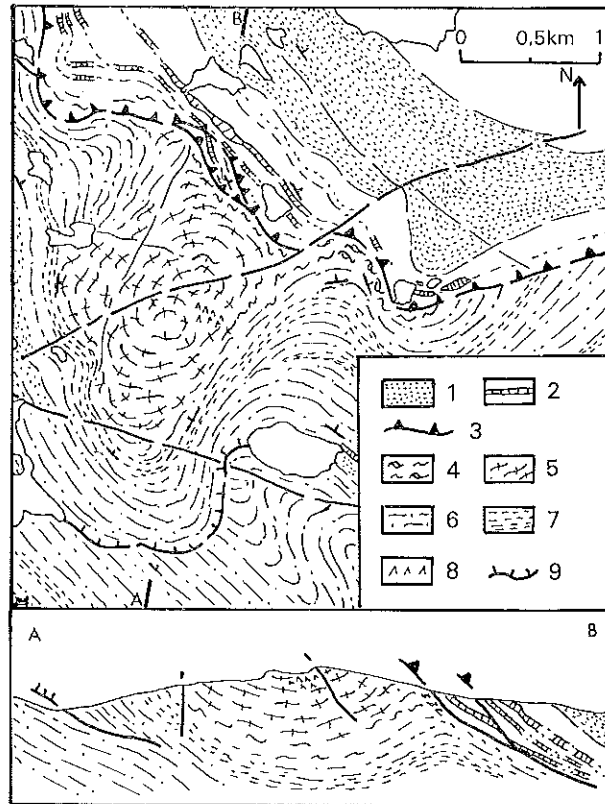


FIG. 2. — Carte géologique de détail. Carte Manndalen, Sud du Kafford (d'après levés sur photographies aériennes).

Au Nord-Est, les formations carbonatées et quartzitiques appartenant à la base de l'unité de Birtavarre (unité interne inférieure) reposent en contact anormal avec troncature sur le complexe mylonitique (Externides supérieures), ce dernier montre des écaillages internes. Internides inférieures ; 1 : quartzites et amphibolites ; 2 : marbre et micaschistes à grain fin ; 3 : chevauchement majeur calédonien ; lame cratonique ; 4 : gneiss coëllés mylonitiques ; 5 : granito-gneiss ; 6 : paragneiss ; 7 : micaschistes ; 8 : amphibolites ; 9 : contact anormal chevauchant dans la lame cratonique (précambrien ?).

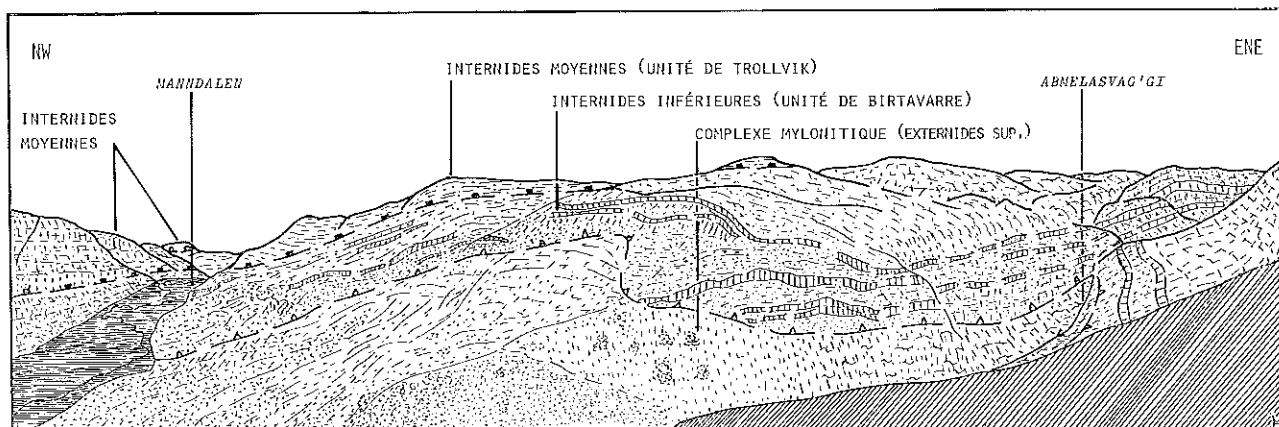


FIG. 3. — Panorama depuis le Cizzenhaugen, Sud-Ouest du Kafford (vue vers le Nord-Est).

Le contact entre les Internides inférieures (unité de Birtavarre) et le complexe mylonitique (Externides supérieures) est souligné par une troncature basale bien visible par l'arrêt brutal des bancs de marbre. Au Nord et à l'Ouest de la vallée de la Manndalen, les unités internes moyennes, en partie migmatitiques, forment le sommet de l'édifice structural.

la nappe de Jerta que sur l'autochtone, le contact de base ayant un pendage faible vers le Nord-Ouest.

Différents types de roches appartenant aux Externides supérieures reposent sur l'unité des méta-quartzites sous-jacente, et leur caractère mylonitique souligne encore cette discordance tectonique. La cartographie détaillée de cet ensemble permet de mettre en évidence des écaillages internes pentés vers le NNW, dont un exemple est présenté sur la figure 2.

Le passage entre les Externides et les Internides est souligné par un contact anormal avec troncatures basale et sommitale (fig. 2 et 3). La discordance tectonique entre les Internides inférieures et les Internides moyennes (unité de Trollvik) a déjà été remarquée par P. Padget [1955] qui a appelé ce contact le « chevauchement de Cappis ». Cette limite sépare en fait deux domaines d'évolutions sédimentaires et métamorphiques très différentes [J. M. Quenardel *et al.*, 1978 ; P. Dangla, 1979]. La migmatisation observée dans l'unité de Trollvik est légèrement antérieure, ou synchrone, de la mise en place de cette unité [P. Dangla *et al.*, 1978]. Les contacts entre les diverses unités internes peuvent être soulignés soit par des zones où la migmatisation est plus développée [F. Béchenec, 1978], soit par des niveaux mylonitiques, ce qui, localement, met en accord les différentes unités par l'intermédiaire de la foliation S_2 .

Nous vérifions d'autre part (cf. § 3, p. 461) un caractère « classique » des calédonides scandinaves qui est l'inversion du métamorphisme, les unités les plus métamorphiques reposant sur les roches les moins métamorphiques [A. Prost, 1971], qu'il s'agisse du contact des Externides moyennes sur les Externides inférieures ou sur l'autochtone ou de celui des Internides sur les nappes externes ou encore entre Internides moyennes et inférieures.

2. Les déformations à l'échelle de l'affleurement.

A l'échelle de l'affleurement, quatre phases de déformation ont pu être mises en évidence dans les zones internes. Le premier épisode de déformation P_1 , schistogène, correspond à une phase de plissement isoclinal dont on observe en de rares endroits des charnières reliques. La deuxième phase de déformation P_2 se caractérise par des plis intrafoliaux, dont les axes subparallèles à la linéation d'étirement plongent faiblement vers l'Est ou l'ESE, et qui sont synchrones d'une recristallisation métamorphique importante qui donne naissance à la foliation régionale S_2 . Le troisième épisode de déformation, P_3 , qui semble en continuité avec P_2 , est marqué par le développement de plis dissymétriques et de boudinage. La quatrième période P_4 correspond à des plis en chevrons.

Dans les Externides, la succession des événements

tectoniques est sensiblement identique pour les unités inférieure et moyenne, nous n'avons pas retrouvé cependant de traces de la phase P_1 dans la zone que nous avons étudiée. Le complexe mylonitique des Externides supérieures, par contre, montre une évolution structurale antérieure à P_2 beaucoup plus complexe. On observe, par exemple, une foliation d'origine blastomylonitique déformée en plis isoclinaux ou ogivaux, il en est de même de boudins d'amphibolite préexistants à la foliation S_2 .

Deux types de déformation (P_3) retiendront notre attention à cette échelle mésoscopique : d'une part les plis d'entraînement et d'autre part les phénomènes de boudinage.

a) *Les plis d'entraînement.* On observe des plis dissymétriques dans toutes les unités, ils sont cependant plus fréquents dans les unités internes. D'amplitude métrique à plurimétrique, ces plis sont le plus souvent déversés vers le SSE (fig. 4). Nous les inter-

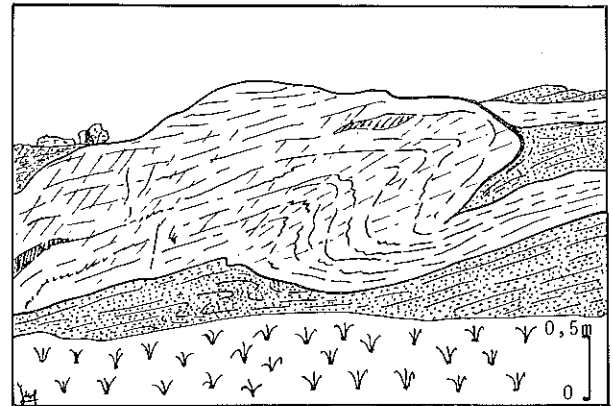


FIG. 4. — Pli d'entraînement (P_3) dans les Internides.

Vue vers le NNE. Nord-Ouest de la Mandalen. L'axe du pli plonge faiblement vers le SSW. Le déversement vers l'Est est bien marqué. On notera la différence de comportement entre le matériel quartzo-feldspathique (lireté lâche) et l'encastant micacé (pointillé). La schistosité est très peu marquée, parfois même absente.

prétons comme des plis d'entraînement d'axe b traduisant la déformation progressive responsable de la mise en place des nappes. Ils déforment la foliation générale S_2 et la schistosité de plan axial de ces plis P_3 , quand elle existe, est peu développée. Il semble que les deux déformations P_2 et P_3 se soient déroulées dans des conditions de métamorphisme peu différentes.

P. Padget [1955] a déjà signalé la présence de ces plis d'entraînement dans les unités internes. Il relie la formation de ces structures à l'existence de couples de cisaillement. Cependant, pour P. Padget, seuls les plis appartenant aux Internides moyennes (« Quartzites séries ») sont à mettre en relation avec

les phénomènes de chevauchement (*Cappis thrust*) alors que nos observations montrent que ces plis sont présents dans tout l'édifice et qu'ils correspondent à une étape du développement de la tectonique tangentielle majeure.

b) *Le boudinage*. Le boudinage est particulièrement bien développé dans les unités internes où la présence de niveaux d'amphibolites pluricentimétriques à métriques, intercalés dans des gneiss fins à biotite et grenat rend l'observation de ces structures syn P_3 particulièrement démonstrative. Un exemple de boudinage dans l'unité de Trollvik est représenté sur la figure 5¹. Les surfaces obliques qui séparent

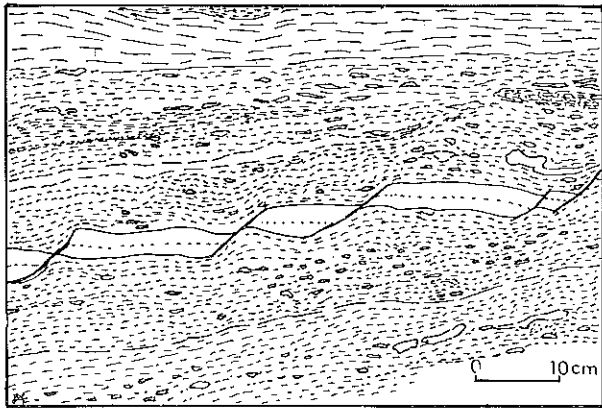


FIG. 5. — « Boudinage » d'un banc d'amphibolite de l'unité de Trollvik (P_3).

Vue vers le SSW. Bord ouest du Kärfjord. Le matériel gneissique encaissant, très micacé, contient des amas quartzofeldspathiques étirés. Les petites failles normales qui découpent le niveau amphibolitique (en blanc) correspondent à un cisaillement.

deux boudins successifs correspondent à de petites failles normales; elles peuvent être cannelées. F. Ellenberger [1972] a constaté que « ces cannelures sont tapissées de micas blancs articulés de façon prismatique, ou microplissés, définissant des charnières minuscules parallèles aux cannelures ». Il admet que les directions des stries (généralement orientées au 120 ou 130° N) relevées sur les surfaces de glissement ne s'opposent pas à ce que ce phénomène de boudinage soit contemporain du déplacement tangentiel.

Ce genre de boudinage diffère des exemples décrits classiquement dans la littérature. Il peut correspondre à un ensemble de fractures de Riedel « R », manifestations mésoscopiques d'un phénomène de cisaillement [J. P. Robert et P. Vialon, 1976].

3. La structure des roches.

a) *A l'échelle de l'échantillon*. Les roches qui constituent les diverses unités sont des métamorphites

qui présentent une foliation S_2 bien marquée, le plus souvent subhorizontale. Ce litage tectonique et métamorphique correspond à un métamorphisme calédonien dont le pic varie selon les unités. Dans les Internides moyennes, on observe du disthène et de la sillimanite, parfois associés à une migmatitisation et datés du Silurien (440 à 415 Ma) dans l'unité de Trollvik [Dangla *et al.*, 1978]. Dans les Internides inférieures, la staurotite et l'andalousite traduisent un pic de métamorphisme de degré intermédiaire. Ces conditions ne sont pas atteintes dans les Externides moyennes et supérieures (muscovite, biotite, grenat, épidote...) mais elles correspondent, dans le complexe mylonitique à la rétomorphose de paragenèses, de degré plus élevé, antérieures. Le métamorphisme est de degré faible (chlorite, séricite) dans les Externides inférieures.

La foliation régionale porte une linéation d'étirement définie par l'alignement de certains minéraux (épidote, amphiboles, micas...) ou par la forme allongée du quartz et/ou des feldspaths (fig. 6 et 7), qui est orientée NW-SE (diagrammes fig. 1).

On observe également des structures montrant que la foliation est déformée postérieurement à la phase de cisaillement tangentiel (crénulations, microfroncs, kink-bands attribuables à la phase P_4) ou affectée par des plans de glissement obliques, faisant un angle inférieur à 45° avec la foliation; ces plans sont assimilables à des microfailles normales indiquant une extension NW-SE comparable à l'extension déduite du boudinage des niveaux amphibolitiques (fig. 5).

b) *A l'échelle de la lame mince*. Nous nous sommes principalement intéressés aux roches quartzofeldspa-

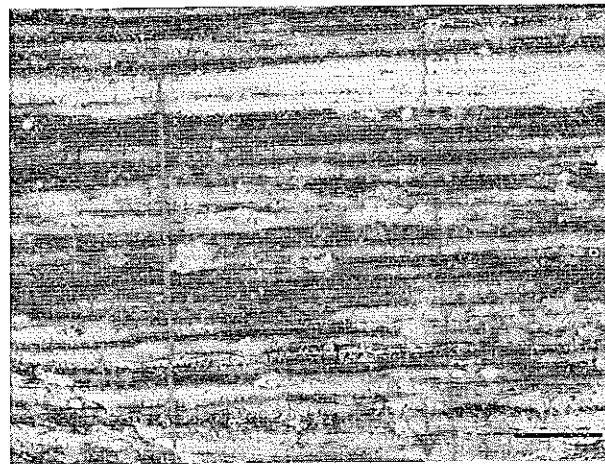


FIG. 6. — Roche du complexe mylonitique (Externides supérieures). (Cliché G. Coquelle.)

Échantillon 6.64 b, plan XZ. La foliation mylonitique est formée par l'alternance des lits micacés et des lits quartzofeldspathiques. Échelle : 10 mm.

thiques des différentes unités observées. En lames minces taillées dans le plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie². La foliation est symmétamorphe et définie par l'alternance des lits phylliteux ou amphiboliques et des lits quartzeux ou quartzofeldspathiques (le plus souvent en rubans) (fig. 6). La texture des rubans de quartz varie peu dans les différentes unités, ils sont polycristallins [type II 4 de A. M. Boullier et J. L. Bouchez, 1978]; les cristaux ont une extinction onduleuse et ils présentent des sous-joints prismatiques obliques sur la limite des rubans (fig. 7). Les blastes de nature

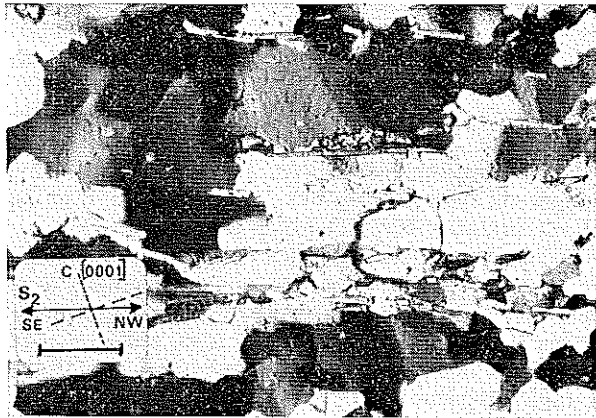


FIG. 7. — Photographie en lumière polarisée d'une lame mince (7.91), dans le plan XZ de l'ellipsoïde des déformations. Le quartz possède une sous-structure prismatique oblique sur l'allongement des rubans. Échelle : 0,1 mm.

ture à croissance exagérée (les cristaux de quartz englobent les micas et autres minéraux qui définissent la foliation), semblable à celle décrite par C. J. Wilson [1973] et par J. L. Bouchez et A. Pêcher [1976].

La simple observation des lames minces nous permet déjà de préciser que la foliation symmétamorphe S_2 peut se caractériser ainsi : une phase de blastèse m accompagnée et suivie d'une déformation plastique (torsion du réseau des blastes, sous-structure du quartz). Dans la semelle mylonitique peu épaisse qui constitue la base des Externides moyennes (Saana, Finlande), la phase de déformation plastique peut oblitérer complètement la phase de blastèse et être suivie elle-même d'une phase de cataclase. Nous avons donc ici, dans la même nappe, les trois types de roches de la classification de M. W. Higgins [1971] et R. H. Sibson [1977] : blastomylonites, mylonites et cataclases. Il faut souligner que cette succession mylonitisation-cataclase n'existe qu'à la base des nappes calédoniennes.

ORIENTATION PRÉFÉRENTIELLE DU QUARTZ.

1. *Mesures à la platine universelle.* Les diagrammes mettent en évidence une forte concentration des axes C du quartz dans une guirlande passant par Y et oblique sur Z dans le cas de 6.29 (fig. 8). Le diagramme de 6.77 (fig. 8) est constitué de deux moitiés de petits cercles, symétriques et rejointes par une

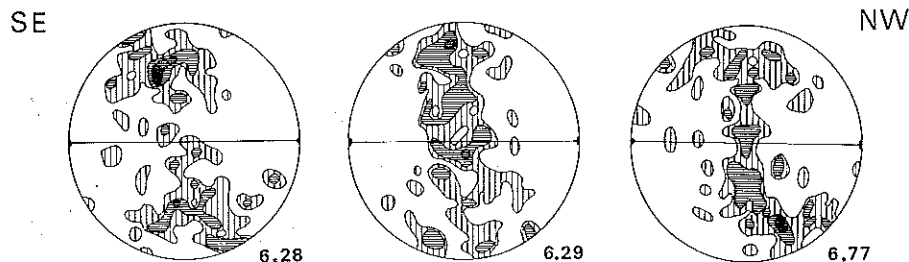


FIG. 8. — Orientation préférentielle du quartz dans les échantillons 6.28, 6.29 et 6.77. Projection équiaréale sur l'hémisphère inférieur. 100 mesures. Contours : 1, 2, 4, 6 %.

différente suivant les unités (feldspath, grenat, amphiboles...) sont légèrement déformés : les macles ou les clivages sont faiblement tordus. L'asymétrie des queues de cristallisation des feldspaths ainsi que l'agencement sigmoïde des inclusions dans les grenats indiquent souvent un sens de rotation des blastes que contournent les phyllites et les rubans de quartz. Ce sens de rotation est, le plus souvent, compatible avec un chevauchement vers le Sud-Est.

Les quartzites impurs ont généralement une tex-

guirlande passant par Y. Le diagramme 6.28 (fig. 8) est intermédiaire entre les deux précédents.

Le caractère majeur, et commun, de ces diagrammes est l'obliquité de la guirlande sur l'axe Z de l'ellipsoïde de la déformation finie.

2. *Mesures à la platine ordinaire.* La dissymétrie de l'orientation préférentielle des axes [0001] du quartz peut être connue par l'examen des lames minces XZ à la platine ordinaire, à l'aide d'une

lame d'onde. Pour ce faire, nous avons repéré les traces des plans [0001] et reporté des données (300 par lame) dans des diagrammes en rose (fig. 9). Cette méthode est plus précise et plus rapide, pour la détermination de l'angle d'obliquité du plan [0001] sur la foliation, que la platine universelle. Dans le cas de cette étude, elle permet de voir que la dissymétrie des maxima par rapport au plan de foliation XY est nette et de même signe pour la plupart des échantillons.

3. *Interprétation.* Nous développerons davantage l'analyse de l'orientation préférentielle du quartz dans un autre travail [A. M. Boullier et J. M. Quenardel, 1979] et nous ne présenterons ici que les résultats principaux.

Dans toutes les roches étudiées le quartz montre des signes de déformation plastique : extinction onduleuse, sous-joints prismatiques (cf. § 3, b, plus haut). Nous savons par ailleurs qu'une déformation plastique par glissement intracristallin engendre une

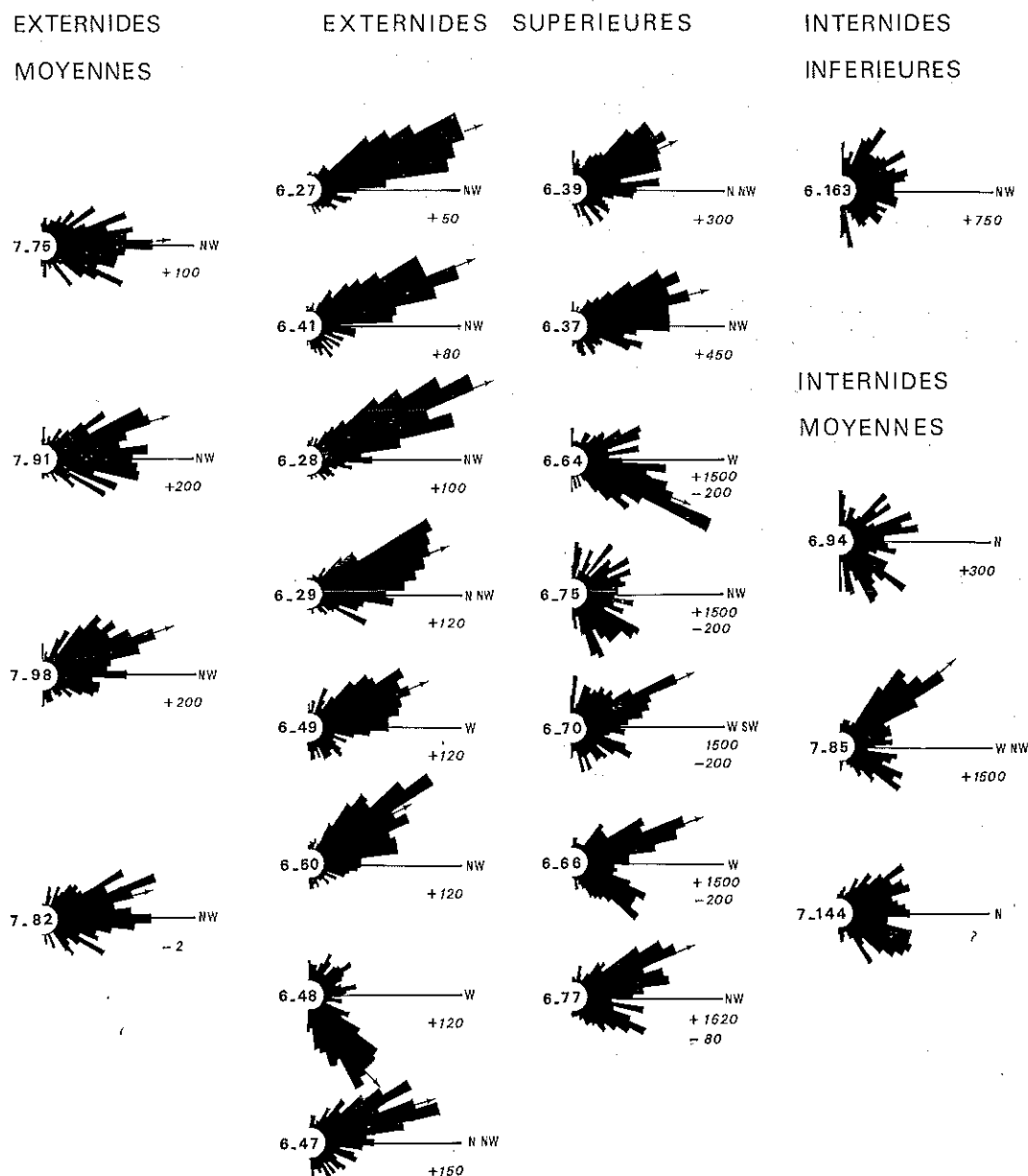


FIG. 9. — Diagrammes en rose représentant la direction préférentielle de la trace du plan (0001) du quartz dans des lames XZ. Le trait horizontal représente la foliation. 300 mesures ont été effectuées par lame. Les chiffres indiquent la distance verticale entre l'échantillon et le contact anormal inférieur (+) ou supérieur (-) de la nappe. La flèche représente la moyenne arithmétique du pic principal de la distribution.

orientation préférentielle des axes cristallographiques d'un minéral dont les diagrammes peuvent s'interpréter en terme de système(s) de glissement actif(s) et de géométrie de la déformation [A. Etchecopar, 1974 ; A. Nicolas *et al.*, 1971, 1973 ; J. Tullis *et al.*, 1973]. Dans le cas présent, en tenant compte de nos observations sur les structures du quartz et en assimilant la linéation d'étirement à la direction de transport tectonique, nous pouvons déduire que :

1) deux systèmes de glissement ont été actifs pendant la déformation plastique : plan basal à direction prismatique et plan prismatique à direction basale. Par analogie avec les déformations expérimentales [J. M. Christie *et al.*, 1964] et les résultats obtenus au goniomètre de texture [J. L. Bouchez, 1978], cette direction basale est probablement un axe $\langle a \rangle$;

2) la déformation est essentiellement rotationnelle ainsi qu'en témoigne la dissymétrie de la guirlande des axes C sur le plan de la foliation XY. De même que de très nombreux auteurs [J. L. Bouchez et A. Pécher, 1976 ; P. Laurent *et al.*, 1976 ; J. P. Burg *et al.*, 1977 ; M. Brunel et J. Geysant, 1978 ; D. Berthé *et al.*, sous presse], nous déduisons un sens de cisaillement de cette dissymétrie. Nous obtenons un chevauchement vers le Sud-Est qui est compatible avec les observations faites aux échelles méso- et mégascopiques. Ce sens de chevauchement est statistiquement confirmé par les diagrammes en rose (fig. 9). Les Internides ne donnent pas de bons résultats mais nous n'avons pas pu étudier beaucoup d'échantillons dans ces unités ; de plus, le caractère mylonitique des roches y est peu développé, comparé au stade de blastèse. Certains cas des Externides supérieures sont douteux ou aberrants : ainsi pour 7.75 où le maximum des traces du plan (0001) est confondu avec la foliation et dont il est difficile de déduire un sens de chevauchement quelconque, ceci est peut-être dû à l'imprécision de la méthode dans le cas des obliquités faibles et donc des grandes déformations. L'angle obtenu pour 6.48, 6.50 et 6.75 est fort et correspond donc à une déformation faible déterminée par la méthode de J. G. Ramsay et R. H. Graham [1970] mais est incompatible avec la déformation que suggère l'examen des lames minces. Autres cas aberrants, 6.64 et 6.70 donnent des sens de chevauchement l'un vers l'Ouest et l'autre vers le NNE. Or, il s'avère que tous les cas aberrants ou douteux appartiennent à une unité de gneiss rétomorphiques des Externides supérieures. La majorité de ces cas peut donc s'expliquer ainsi : une foliation préexistante, vraisemblablement précaldonienne, souvent mylonitique, à laquelle peut être associée une concentration d'axes C importante, est affectée par la déformation calédonienne (cf. § 2, p. 460).

Toutes ces observations sont donc en faveur de

l'existence de matériel précambrien dans les Externides supérieures des Calédonides septentrionales, ainsi que l'un de nous l'a déjà proposé [J. M. Quenardel, 1976].

CONCLUSIONS.

De cette étude, il ressort que :

1) la foliation S_2 et la déformation associée à la phase P_2 est essentiellement due à un cisaillement comme l'indique l'orientation préférentielle des axes C du quartz (obliquité sur Z). Ce cisaillement correspond à un mouvement chevauchant du Nord-Ouest vers le Sud-Est. D'autres auteurs sont arrivés à la même conclusion par des méthodes différentes sur les nappes de Kalak et de Laksefjord qui correspondent à peu près aux Externides supérieures et aux Internides inférieures : S. Rhodes et R. A. Gayer [1977] en observant les plis non cylindriques et les structures linéaires dans la direction X, R. A. Gayer *et al.* [1978] en étudiant la rotation des filons de dolérite pré- F_2 et G. D. Williams [1978] qui associe la rotation des plis P_2 à la déformation progressive par cisaillement dans les nappes ;

2) l'existence de matériel précambrien dans les Externides supérieures, déjà suggérée par les travaux de terrain et confirmée par des travaux géochronologiques [A. Ploquin, J. Sonet, comm. pers.] n'est pas contredite par cette étude ;

3) la foliation S_2 est symmétamorphe et la déformation qui lui est associée est contemporaine de la blastèse des minéraux du métamorphisme ou légèrement postérieure. Or, l'inversion du métamorphisme dans la succession tectonostratigraphique suggère que celui-ci est antérieur à la mise en place des nappes [J. M. Quenardel, 1978 ; P. Dangla, 1979], il en est donc de même de la déformation qui lui est associée. Des travaux en cours [A. M. Boullier et J. M. Quenardel, 1979] montrent d'autre part que la quantité de déformation déduite de l'étude du quartz des bastomylonites n'est pas suffisante pour justifier l'important déplacement tangentiel des nappes. Ceci peut s'expliquer de différentes façons :

a) l'orientation préférentielle du réseau du quartz n'est pas représentative de la déformation finie totale de la roche [M. Brunel, 1979], et d'autres mécanismes entrent en jeu, par exemple : glissement sur les niveaux phylliteux, stabilisation de l'orientation du réseau à partir d'une certaine quantité de déformation par recristallisation syntectonique, rôle important de la phase fluide... ;

b) déplacement de l'ensemble de l'édifice structural accompagné de mylonitisation intense et de cataclase à la base de la nappe inférieure sans déformation interne de l'édifice. Cette translation existe mais elle n'est pas quantifiable, il est donc

impossible d'évaluer actuellement son importance dans la mise en place des nappes.

En conséquence, nous sommes amenés à distinguer trois stades successifs de structuration interne, de superposition et de translation des nappes. Il nous semble cependant que ces trois stades appartiennent à un continuum de déformation pendant lequel la direction de transport tectonique n'a pas beaucoup changé puisque la linéation d'étirement (L_2) est la même à l'intérieur des nappes et dans la semelle mylonitique de l'unité inférieure.

Remerciements. Ce travail a été réalisé avec l'aide financière du C.N.R.S. Nous remercions également J. Andrieux, A. Autran, J. M. Bertrand, R. Caby, F. Ellenberger et J. C. Guezou pour leur critique constructive du manuscrit.

1. D'autres exemples, observés dans l'unité de Trollvik, ont été figurés par F. Ellenberger [1972, fig. 7 et 8, p. 252-253].

2. Nous admettons que la foliation ou plan moyen d'aplatissement des grains est le plan (XY) de l'ellipsoïde de la déformation finie et que la linéation d'étirement ou direction moyenne d'allongement des minéraux est la direction X.

Références

- BÉCHENNEC F. (1978). — Migmatization et tectonique dans les Calédonides du Nord. Arnøy (Troms, Norvège). *C. R. somm. Soc. géol. France*, fasc. 4, p. 191-194.
- BÉCHENNEC F. et HERVÉ A. (1973). — Étude des bédiments cristallophylliens des îles d'Arnøy et de Laukøy (Troms, Norvège septentrionale). Analyse structurale et pétrographique. Thèse 3^e cycle, géologie structurale, Orsay.
- BERTHÉ D., CHOUKROUNE P. et GAPAIS D. (1978). — Orientations préférentielles du quartz et orthogneissification progressive en régime cisailant : l'exemple du cisaillement sud-armoricain. *J. Struct. geol.* (sous presse).
- BOUCHEZ J. L. (1978). — Preferred orientations of quartz a axes in some tectonites : kinetic inferences. *Tectonophysics*, 49, p. 25-30.
- BOUCHEZ J. L. et PÉCHER A. (1976). — Plasticité du quartz et sons de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, 6, p. 1377-1385.
- BOULLIER A. M. et BOUCHEZ J. L. (1978). — Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, n° 3, p. 253-262.
- BOULLIER A. M. et QUENARDEL J. M. (1979). — The Caledonides of Northern Norway : relation between the preferred orientation of quartz and the translation of the nappes. Comm. or. « Thrust and Nappe conference ». Imperial College, Londres, 9-11 avril 1979.
- BRUNEL M. (1979). — Quartz C axis fabrics in shear zones mylonites : evidence for a late incremental deformation major imprint (soumis à *Tectonophysics*).
- BRUNEL M. et GEYSSANT J. (1978). — Mise en évidence d'une déformation rotationnelle Est-Ouest par l'orientation optique du quartz dans la fenêtre des Tauern (Alpes orientales). Implications géodynamiques. *Rev. géogr. phys. géol. dyn.*, (2), XX, 4, p. 335-346.
- BURG J. P. et LAURENT P. (1978). — Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. *Tectonophysics*, 47, p. 15-42.
- CHRISTIE J. M., GRIGGS D. T. et CARTER N. L. (1964). — Experimental evidence of basal slip in quartz. *J. Geol.*, 72, 6, p. 734-756.
- DANGLA P. (1979). — Géologie de la rive orientale du Kafjord (Troms, Calédonides de Norvège du Nord). Étude de la migmatization calédonienne. Thèse de 3^e cycle, Orsay.
- DANGLA P., DEMANGE J. C., PLOQUIN A., QUENARDEL J. M. et SONET J. (1978). — Données géochronologiques sur les Calédonides scandinaves septentrionales (Troms, Norvège du Nord). *C. R. Ac. Sc.*, Paris, t. 286, sér. D, p. 1653-1656.
- ELLENBERGER F. (1972). — Sur l'absence fréquente de toute relation claire entre événements microtectoniques et mégatectoniques. Quelques exemples norvégiens. *Sc. Terre*, Nancy, XVII, 3, p. 235-256.
- ETCHECOPAR A. (1974). — Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse 3^e cycle, Nantes.
- GAYER R. A., POWELL D. B. et RHODES S. (1978). — Deformation against metadolerite dykes in the Caledonides of Finnmark, Norway. *Tectonophysics*, 46, p. 99-115.
- HIGGINS M. W. (1971). — Cataclastic rocks. *Geol. Surv. Amer. Prof. Paper*, 687, 97 p.
- LAURENT P. et ETHECOPAR A. (1976). — Mise en évidence à l'aide de la fabrication du quartz d'un cisaillement simple à déversement ouest dans le massif de Dora Maira (Alpes Occidentales). *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 6, p. 1387-1393.
- NICOLAS A., BOUCHEZ J. L., BOUDIER F. et MERCIER J. C. (1971). — Textures, structures and fabrics due to solid state flow in some european lherzolites. *Tectonophysics*, 12, p. 55-86.
- NICOLAS A., BOUDIER F. et BOULLIER A. M. (1973). — Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. *Amer. J. Sc.*, 273, p. 853-876.
- PADGET P. (1955). — The geology of the Caledonides of the Birtvarre region, Troms, Northern Norway. *Norges geol. Unders.*, 192, 107 p.
- PROST A. (1971). — État des grands problèmes tectoniques dans les Calédonides scandinaves. *C. R. somm. Soc. géol. France*, p. 146-148.
- QUENARDEL J. M. (1976). — Geology of the Manndalen region. A section across the Caledonides of Northern Norway. Résumé comm. or. XII congr. Géol. Nordique, Göteborg, janvier 1976.
- QUENARDEL J. M. (1977). — Les grands traits structuraux des Calédonides scandinaves septentrionales. *Rev. Géogr. phys. Géol. dyn.*, XIX, 5, p. 471-480.

- QUENARDEL J. M. (1978). — Géologie de la rive orientale du Lyngenfjord (Calédonides de Norvège du Nord). Comm. 103^e congr. nation. Soc. Sav. Nancy. *Sciences*, fasc. IV., p. 55-65.
- QUENARDEL J. M., PLOQUIN A. et DANGLA P. (1978). — Successions orogéniques en Fenno-Scandie septentrionale. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XX, 5, p. 715-719.
- RAMSAY J. G. et GRAHAM R. H. (1970). — Strain variation in shear belt. *Can. J. Earth Sc.*, 7, p. 786-813.
- RHODES S. et GAYER R. A. (1977). — Non cylindrical folds, linear structures in the X direction and mylonite developed during translation of the Caledonian Kalak Nappe complex of Finnmark. *Geol. Mag.*, 114, n° 5, p. 329-341.
- ROBERT J. P. et VIALON P. (1976). — Déformation interne et déformation aux limites dans un assemblage de blocs découpés par un cisaillement. Le clivage schisteux des niveaux structuraux supérieurs. *Bull. Soc. géol. France*, (7), XVIII, 6, p. 1599-1604.
- SIBSON R. H. (1977). — Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, n° 3, p. 191-214.
- SKJERLIE F. J. et TAN T. H. (1961). — The geology of the Reisa valley area, Troms-Finnmark, Northern Norway. *Norges geol. Unders.*, 213, p. 175-196.
- TÖRNEBOHM A. E. (1896). — Grunddragen av det Centrala Skandnaviens bergbyggnad. *Kungl. Vitensk. Akad. Handl.*, Sverige, 28, n° 5, 212 p.
- TULLIS J. A., CHRISTIE J. M. et GRIECS D. T. (1973). — Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 297-314.
- VOGT T. (1967). — Fjellkjedestudies i den østlige del av Troms. *Norges geol. Unders.*, 248, 59 p.
- WILLIAMS G. D. (1978). — Rotation of contemporary folds into the X direction during overthrust processes in Laksefjord, Finnmark. *Tectonophysics*, 48, p. 29-40.
- WILSON C. J. L. (1973). — The prograde microfabric in a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Australia. *Tectonophysics*, 19, p. 39-81.
- Contribution française n° 18 au projet n° 27 «Orogène calédonien» du Programme international de corrélation géologique (P.I.C.G.) de l'U.N.E.S.C.O.