

Le quartz en rubans dans les mylonites

par ANNE-MARIE BOULLIER * et JEAN-LUC BOUCHEZ **

Mots clés. — Pétrofabrication, Litage (Structure rubanée), Quartz, Mylonite, Déformation.

Résumé. — On décrit plusieurs types de rubans différant par la structure du quartz qui les compose. On distingue les rubans monocristallins des rubans polycristallins. Les orientations préférentielles des axes C du quartz sont généralement prononcées, mais à un type de ruban ne correspond pas un type d'orientation préférentielle. L'inverse est également vrai.

La structure en ruban est indissociablement liée aux roches à quartz ayant subi une grande déformation plastique (mylonites). A basse température, la déformation de grains de quartz détritiques ou volcaniques donne des rubans monocristallins. L'origine des rubans polycristallins et surtout du litage qu'ils forment souvent est moins évidente : transposition d'un litage quartzueux pré-existant ou déformation et ségrégation du quartz (minéral ductile) vis-à-vis des autres minéraux.

La structure du quartz dans les rubans et son orientation préférentielle sont deux paramètres indépendants. La première renseigne sur les conditions de température, de contrainte et de vitesse de la déformation ; la seconde apporte des indications complémentaires sur la géométrie et le régime de la déformation.

Abstract. — The ribbon texture is associated with quartz-bearing rocks which have suffered an intense plastic deformation (mylonites). From the internal structure of the quartz grains, several different types of ribbon are described. At low temperature, the deformation of detrital or volcanic quartz grains produces monocristalline ribbons, but the origin of polycristalline ribbons and especially the layering they often form is not so well understood : that may be the result of the transposition of a preexisting quartz banding or the deformation and the segregation of quartz (ductile mineral) relative to the other minerals in the rock.

The C axes of quartz generally define a strong preferred orientation, but the exact type of diagram defined does not correspond to any particular type of quartz ribbon. The internal structure and the preferred orientation of the quartz grains are therefore considered as two independent characteristics. The first gives information on the stress, strain-rate and temperature of the deformation, the second gives complementary information on the geometry and the type of the deformation.

1. — INTRODUCTION.

Les mylonites sont des roches qui jalonnent les grandes zones de chevauchement ou de décrochement de la croûte terrestre : elles ont été soumises à un moment de leur histoire à une *grande déformation* [voir la classification de M. W. Higgins, 1971 et de R. H. Sibson, 1977]. Elles présentent une foliation¹ pénétrative marquée, et très souvent une linéation¹ nette d'allongement des minéraux ou d'agrégat [M. Darot et F. Boudier, 1975]. Dans les mylonites contenant du quartz, l'observation de sections à deux dimensions montre une disposition de ce minéral quasi exclusivement en rubans ; ces rubans participent à l'aspect lité de ces roches. Les rubans de quartz sont aussi fréquemment décrits dans les roches métamorphiques. Dans le faciès granulite par exemple, les rubans à Plattenquartz sont fréquents ; ils constituaient même, pour certains auteurs germaniques, un critère de détermination (granulites de Saxe). On insiste ici sur l'origine tectonique des

rubans de quartz qui apparaissent dès les conditions du faciès schistes verts [C. J. L. Wilson, 1975].

On présente un inventaire schématique des principaux types de rubans de quartz, fondé essentiellement sur leurs microstructures. On remarque l'existence quasi générale d'orientations préférentielles prononcées des axes C du quartz. La discussion porte sur l'origine des rubans et l'on essaie de mettre en relation les microstructures et les orientations préférentielles avec les conditions physiques de la déformation ayant donné naissance aux rubans.

Nous précisons que le terme de *ruban* fait référence à la forme observable en section à deux dimensions (section d'échantillon, lame mince), perpendiculaire

* Centre géologique et géophysique, Univ. des sciences et techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

** Lab. de tectonophysique, Univ. des sciences, B. P. 1044, 44037 Nantes Cedex.

Note déposée le 20 décembre 1977, présentée le 6 février 1978, manuscrit définitif reçu le 26 avril 1978.

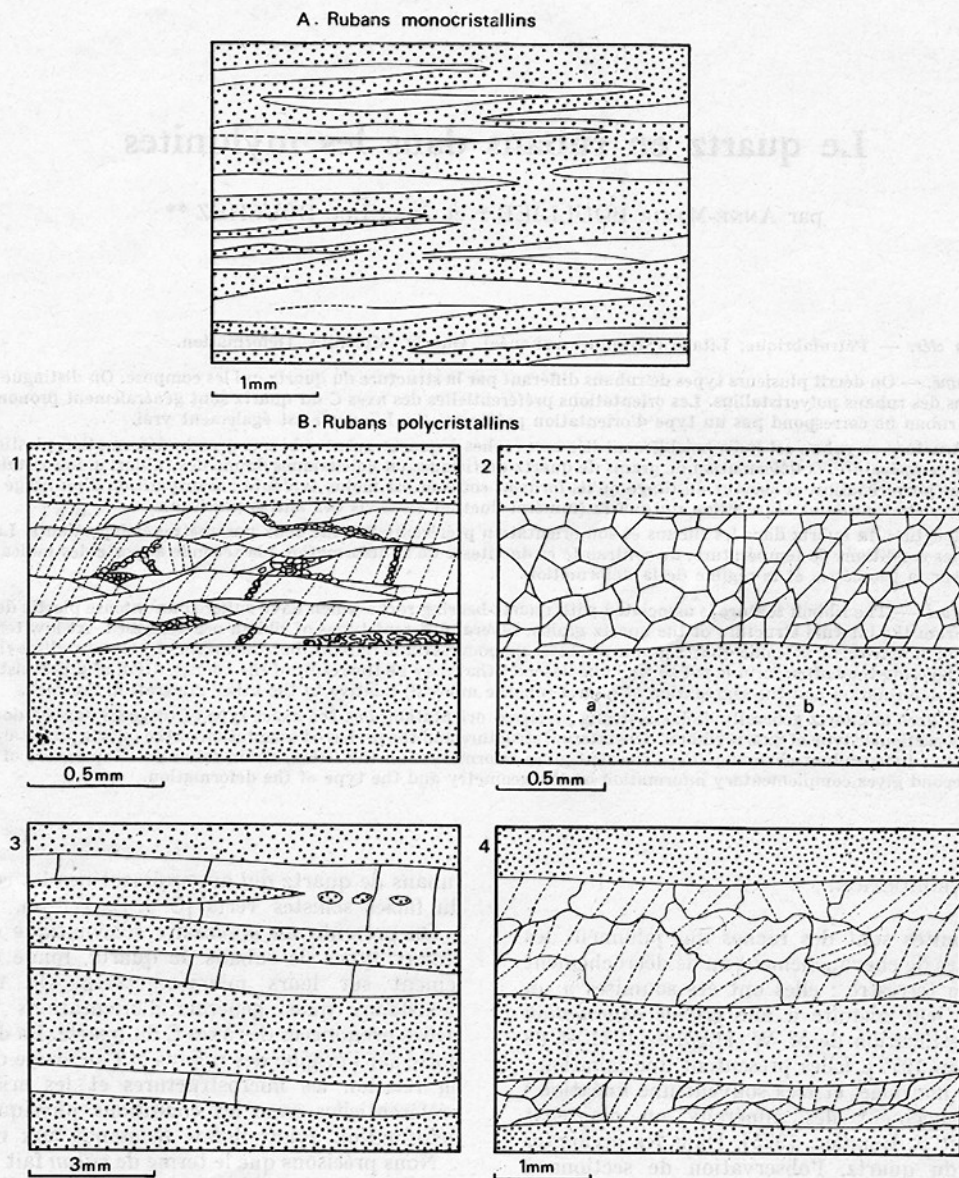


FIG. 1. — Schémas des différents types de quartz en rubans observés.

En blanc : rubans de quartz ; lignes discontinues : sous-structure du quartz (sous-joints, bandes de pliage) ; en pointillés : matrice inter-rubans. A : rubans monocristallins ; B : rubans polycristallins ; 1 - type 1 : assemblage de grains déformés de taille variable ; 2 - type 2 : mosaïque équante (a) à allongée (b) de grains de taille constante ; 3 - type 3 : une couche de grains rectangulaires ; 4 - type 4 : grands grains de forme irrégulière à rectangulaire.

à la foliation de la roche (section XZ le plus souvent). La forme à trois dimensions de ces rubans (en galettes, en lanières ou en nappes) est précisée dans le texte.

2. — DESCRIPTION DES RUBANS.

Une distinction s'impose d'emblée entre deux types morphologiques principaux, de fréquence d'apparition très inégale dans les mylonites : les rubans monocristallins et les rubans polycristallins.

1) *Les rubans monocristallins* (fig. 1 A et pl. I a).

Ce sont les moins fréquents. Ils se présentent sous forme de disques plus ou moins allongés, formés

d'un seul grain et dont l'aplatissement souligne le plan de foliation. Leur rapport de forme X : Z peut dépasser 10 : 1 [J. L. Bouchez, 1977 a] et même atteindre 100 : 1 [C. J. L. Wilson, 1975]. Ces rubans montrent généralement une extinction onduleuse ou des sous-joints prismatiques sur toute leur longueur ou bien des bandes de pliage prismatiques disposées parallèlement à leur allongement [J. L. Bouchez, 1977 a]. Les plans de pliage séparant les bandes de pliage peuvent évoluer soit en régions privilégiées d'une recristallisation en grains de petite taille, soit plus simplement en limites de grains. Le grain d'origine est alors subdivisé dans sa longueur ce qui accroît encore le rapport de forme X : Z des

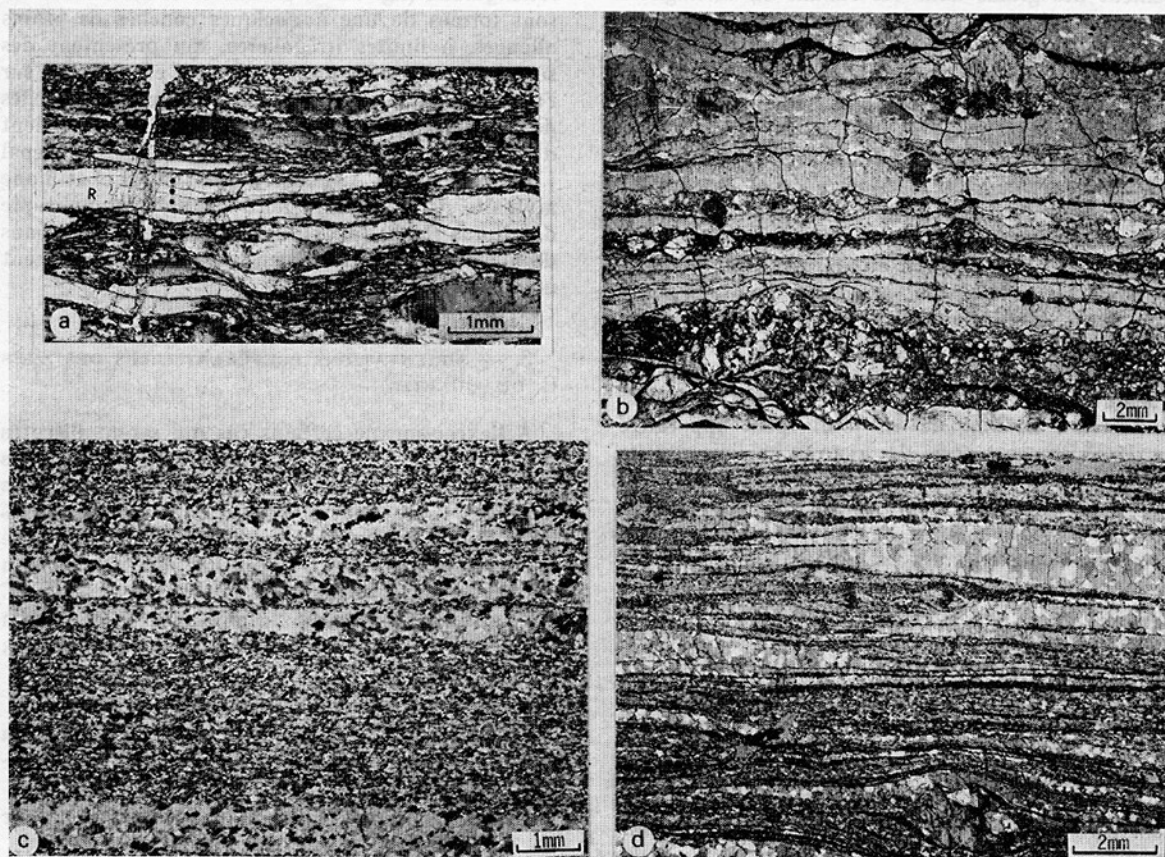


PLANCHE I

Photographies de lames minces, en sections XZ de l'ellipsoïde des déformations (X horizontal). Nicols à moitié croisés.

a - rubans monocristallins : « quartzites » d'Angers [J. L. Bouchez, 1977 a]. Le ruban (R) est subdivisé en bandes parallèles (●) séparées par des plans de pliage prismatiques qui évoluent en joints de grains.

b et c - rubans polycristallins de type 1 ; b : orthogneiss d'Angers ; remarquer les feldpaths « granulés » ; c : quartzites de Maydan ; transposition d'un litage sédimentaire originel.

d - rubans polycristallins du type 2. Mylonite bordant le môle granulitique des Iforas (Mali) ; remarquer la finesse de la taille des grains dans les lits inter-rubans.

nouveaux individus monocristallins ainsi créés. On observe parfois des lamelles de déformation typiquement subprismatiques [J. L. Bouchez, 1977 a] ou de type non basal [C. J. L. Wilson, 1975].

2) Les rubans polycristallins.

Ce sont les plus communs. Dans les mylonites polyminéales à quartz, ils déterminent souvent un litage tranché. Les rubans peuvent être de dimension finie (à trois dimensions : lanières, galettes très aplaties et allongées), mais peuvent aussi constituer de véritables nappes d'extension quasi infinie et dont l'épaisseur et l'équidistance sont à peu près constantes dans un même échantillon. Selon l'agencement des grains dans ces rubans on distinguera plusieurs types.

— *Type 1 : assemblage de grains déformés de taille variable* (fig. 1 B 1, pl. I b et I c). Les grains sont allongés parallèlement à l'allongement des rubans. Les plus grands grains montrent une extinction onduleuse et présentent une sous-structure plus ou moins serrée ; les sous-joints évoluent souvent en joints de grains. Les grands cristaux déformés sont ainsi progressivement remplacés par un ensemble de plus petits grains qui eux-mêmes sont allongés et aplatés, qui peuvent présenter des sous-joints et ont des orientations d'axe C voisines d'un grain à l'autre. Le nombre de ces nouveaux grains dans l'épaisseur du ruban varie de quelques unités à quelques dizaines d'unités, leurs joints sont irréguliers à dentelés. Le long de ces joints peut apparaître une troisième catégorie de cristaux en liaison avec des sous-joints très serrés : ce sont des grains équants, de très petite taille (5 à 10 μ), inférieure ou égale à celle de l'espacement de la sous-structure. De tels rubans sont observés par exemple dans l'orthogneiss formant le cœur de la structure anticlinale d'Angers [pl. I b, J. L. Bouchez, 1977 a], dans les niveaux quartzitiques du cœur de la zone de Maydan-Afghanistan [pl. I c, J. L. Bouchez, 1977 b], ou dans des zones mylonitiques du granite du Pelvoux, présentant des « quartz en flammèches » [F. Bartoli *et al.*, 1974].

— *Type 2 : mosaïque équante à allongée de grains de taille constante* (fig. 1 B 2, pl. I d). Les rubans sont constitués de une à une dizaine de couches de grains assemblés en mosaïque, subéquante (grains équiaxes, fig. 1 B 2, exemple a) mais parfois allongée (fig. 1 B 2, exemple b). Les grains, optiquement clairs, ne présentent pas de figure de déformation ; leur taille est à peu près constante (de 0,05 à 0,3 mm) et leurs joints sont rectilignes et présentent des points triples à 120°. Le cas type choisi est un échantillon provenant de la bordure mylonitique occidentale du môle granulitique des Iforas (Mali) (pl. I d).

— *Type 3 : une couche de grains rectangulaires* (fig. 1 B 3, pl. II a et II b). Les rubans sont constitués d'une suite de grains très allongés et dont la forme rectangulaire est donnée par les limites du ruban d'une part, et par des joints subperpendiculaires au ruban d'autre part. Les sous-grains sont rares. Le cas type est celui des Plattenquartz ou « quartz discordants » de la littérature des roches à paragenèse granulitique [pl. II a, J. Marchand, 1974]. Ce type de rubans peut aussi former de véritables lits dont la continuité et la régularité sont remarquables (mylonite de Hovdefjell, Norvège méridionale ; pl. II b).

— *Type 4 : grands grains de forme irrégulière à rectangulaire* (fig. 1 B 4, pl. II c et II d). Les rubans sont formés de une à quelques couches de grains allongés, à limites irrégulières, qui présentent des sous-joints prismatiques nombreux et obliques sur l'allongement. Certains grains montrent des lamelles de déformation. Les exemples choisis proviennent d'un niveau à rubans dans l'Himalaya du Népal [J. L. Bouchez et A. Pêcher, 1976 ; pl. II c] et d'une mylonite de la bordure nord du môle granulitique des Iforas (Mali) (pl. II d), dans laquelle les rubans de quartz ont une forme en lanières qui définissent une très forte linéation.

3. — ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES AXES C DU QUARTZ.

À l'exception de certains cas qui seront discutés plus loin (§ 5), les rubans mono- et poly-cristallins montrent des orientations préférentielles marquées des axes C du quartz. Le caractère commun des orientations préférentielles est l'absence ou la rareté des orientations d'axe C autour de la linéation d'allongement, ou encore la disposition des axes C dans une zone large subperpendiculaire à la linéation (fig. 2 a). Dans le détail, les diagrammes sont variés ; ils montrent :

- un maximum en Y (fig. 2 b, 2 c et 2 d) ;
- une couronne subperpendiculaire à X avec ou non un maximum en Y [fig. 2 e et 2 f ; C. J. L. Wilson, 1975, fig. 7 b] ;
- des petits cercles plus ou moins ouverts autour de Z [fig. 2 g ; C. J. L. Wilson, 1975, fig. 7 c].

Le plus souvent les diagrammes ne sont pas symétriques par rapport au plan XY, ce qui donne des couronnes inclinées (fig. 2 e et 2 f), des petits cercles incomplets pouvant conduire à des maxima obliques sur Z (fig. 2 g et 2 h). Ainsi que le montrent les exemples de la figure 2, un type d'orientation préférentielle d'axes C n'est pas la signature d'un type de ruban et réciproquement.

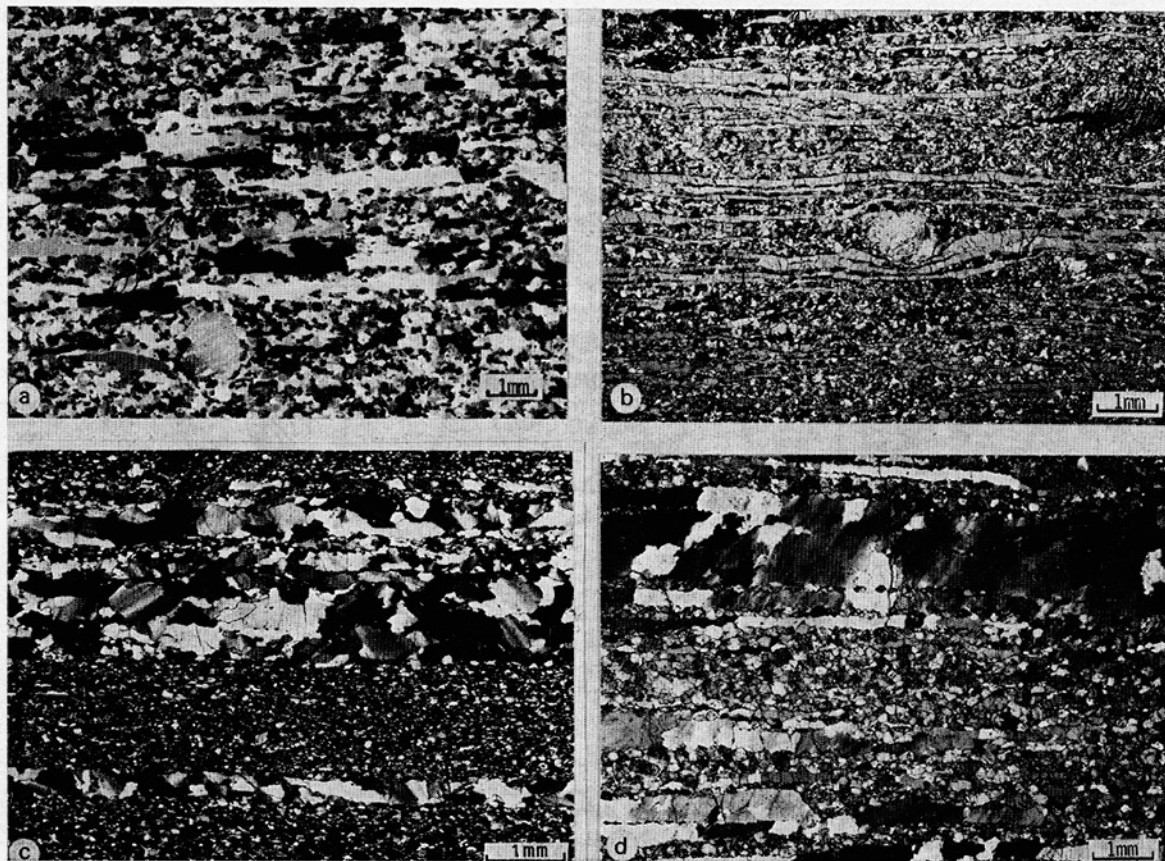


PLANCHE II

Photographies de lames minces, en section XZ de l'ellipsoïde des déformations (X horizontal). a : Nicols croisés. b, c et d : Nicols à moitié croisés.

a et b - rubans polycristallins de type 3 ; a : granulite du Haut-Allier à Plattenquartz [J. Marchand, 1974] ; b : mylonite de Hovdefjell (Norvège méridionale).

c et d - rubans polycristallins de type 4 ; c : niveau quartzo-feldspathique à rubans du Népal, sous le M.C.T. [J. L. Bouchez et A. Pêcher, 1976] ; remarquer les sous-joints doublement obliques ; d : mylonite de la bordure du môle granulitique des Iforas (Mali).

4. — INTERPRÉTATION DES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES D'AXES C.

Les orientations préférentielles sont attribuées au glissement intracristallin par mouvement des dislocations lors d'une déformation plastique intense [A. Nicolas *et al.*, 1971, 1973 ; J. A. Tullis *et al.*, 1973 ; J. L. Bouchez, 1977]. Les différents types de diagrammes dépendent des conditions physiques (pression et surtout température et vitesse de déformation) et aussi de la géométrie de la déformation (forme de l'ellipsoïde, et régime rotationnel ou non de la déformation). La teneur en eau est aussi un paramètre important : elle influe sur la température

d'apparition et sur la nature des systèmes de glissement [J. D. Blacic, 1975].

Les travaux antérieurs, en déformation expérimentale et sur des matériaux naturellement déformés ont montré que le système de plan basal et de direction basale prédomine à basse température [J. M. Christie *et al.*, 1964 ; J. A. Tullis *et al.*, 1973 ; J. L. Bouchez, 1977 b] ; à plus haute température, il est accompagné, voire relayé, par un système de glissement de direction basale sur un plan prismatique [C. J. L. Wilson, 1975 ; J. L. Bouchez, 1977 a]. La direction essentielle de glissement intracristallin apparaît ainsi être basale (probablement $< 11\bar{2}0 \rangle$). Le caractère le plus constant des orientations d'axes

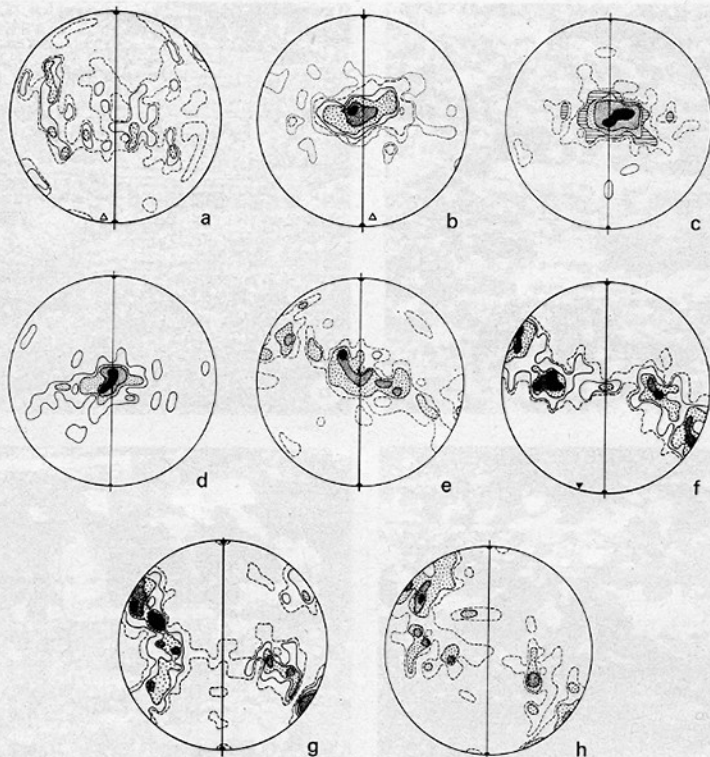


FIG. 2. — Orientations préférentielles des axes C du quartz dans les rubans. Projection équiréale dans l'hémisphère inférieur.

La foliation est verticale Nord-Sud et la linéation horizontale Nord-Sud. *a*) Ham 24 : leptynite du Haut-Allier décrite par Marchand [1974, p. 89]. 100 mesures. Contours à 1,2 et 3 %. Triangle : pôle du meilleur plan de la distribution, calculé par la méthode de M. Darot et J. L. Bouchez [1976]. *b*) NS 20 : mylonite de Hovdefjel, (Norvège méridionale). 200 mesures. Contours à 0,5, 1, 2, 3, 5 et 7 %. Maximum à 12,5 %. Triangle : pôle du meilleur plan. *c*) Ag 1 : orthogneiss d'Angers. 150 mesures. Contours à 0,7, 1,4, 2,8, 4,2 et 7,7 % [J. L. Bouchez, 1977 a]. *d*) Ag 6 : rubans de quartz dans un faciès très déformé des quartzites d'Angers. 50 mesures. Contours à 2, 4, 6, 8 % et plus [J. L. Bouchez, 1977 a]. *e*) IB 47 : mylonite de la bordure ouest du môle des Iforas (Mali). 100 mesures. Contours à 1, 2, 4 et 6 %. *f*) E 196 : Quartzite du Népal. 200 mesures. Contours à 0,5, 1, 2, 3, maximum 4 % [J. L. Bouchez et A. Pecher, 1977]. Triangle : pôle du meilleur plan. *g*) 75 K1 : mylonite de la zone de Maydan [J. L. Bouchez, 1977 b]. 125 mesures. Contours à 0,8, 1,6, 3,2, 4,8 et 5,6 % et plus. *h*) IB 334 : mylonite de la bordure nord du môle des Iforas (Mali). 100 mesures. Contours à 1,2, 4 et 6 %.

C étant leur disposition dans une zone faisant un angle élevé avec la linéation, on peut avancer que cette linéation d'allongement est proche de la direction du transport de matière et par conséquent une linéation cinématique « a ». Cette linéation est contenue dans le plan de foliation mylonitique qui représente en première approximation le plan du transport de matière.

Un diagramme d'orientation préférentielle présentant un maximum en Y (fig. 2 b, c et d) indique donc que le glissement s'appuie essentiellement sur le plan prismatique, tandis qu'un diagramme présentant des maxima proches de Z (fig. 2 g) indique plutôt la prédominance du plan de glissement basal. Enfin un diagramme en couronne passant par Y

(fig. 2 e) s'interprète comme résultant de l'activité simultanée des deux plans précédents. Mais on doit tenir compte aussi de la géométrie de la déformation. Ainsi, en régime de glissement de plan basal prédominant, une déformation très « constrictive » ($K \gg 1$) développera une portion de couronne passant par Y ; une déformation avec fort aplatissement ($K \ll 1$) développera plutôt des maxima proches de Z ou des petits cercles autour de Z. Le caractère fréquemment dissymétrique des orientations préférentielles d'axes C par rapport au plan de la foliation, telle une couronne unique inclinée (fig. 2 e, 2 f) indique un régime rotationnel de la déformation, c'est-à-dire une composante de cisaillement simple dont la direction est, en première approximation,

matérialisée par la linéation, et dont le sens est relié de façon univoque à la dissymétrie [A. Nicolas *et al.*, 1972; J. L. Bouchez et A. Pêcher, 1976].

5. — SIGNIFICATION DE LA STRUCTURE INTERNE DES RUBANS.

On a vu qu'en raison de sa concentration, l'orientation préférentielle du quartz dans les rubans indique qu'ils ont été le siège d'une intense déformation plastique. Ces rubans sont d'ailleurs présents dans des roches diagnostiquées comme mylonites sur le terrain; la forme, l'agencement des grains de quartz et leur sous-structure confirment l'origine tectonique de ces rubans. D'autre part ces caractères dépendent des conditions « métallurgiques » de la déformation : température, contrainte et vitesse de déformation, histoire thermique post-tectonique. Les informations permettant d'interpréter les microstructures en termes de paramètres physiques de la déformation, proviennent des travaux de déformation expérimentale analysés sous le point de vue métallurgiste [revue de A. Nicolas et J. P. Poirier, 1976]. Une synthèse récente dans le domaine du quartz est donnée par S. White [1977]. On présente ci-dessous les éléments de diagnostic qui nous paraissent les plus caractéristiques.

A) *Les rubans monocristallins.* Ce type de ruban résulte de la déformation plastique de grains de quartz (porphyroclastes) et se rencontre dans des séries dont l'origine détritique ou volcano-détritique est clairement reconnaissable; c'est le cas dans les quartzites d'Angers [J. L. Bouchez, 1977 a], dans ceux de Mont Isa [C. J. L. Wilson, 1975] et dans ceux du complexe d'Ormiston [R. W. Marjoribanks, 1976]. Dans ces trois cas, la déformation est de relativement basse température (faciès schistes verts) et les rubans sont situés dans les niveaux où la déformation est la plus intense. Des grains en rubans ont également été obtenus par déformation expérimentale de grès quartzites en compression uniaxiale [$T = 700^{\circ}\text{C}$; $\dot{\epsilon} = 10^{-7}\text{sec}^{-1}$; $\epsilon = 40$ à 75% ; J. A. Tullis *et al.*, 1973, fig. 5].

Comparant les mylonites expérimentales de ces auteurs et les mylonites naturelles de Mont Isa qui ont une microstructure semblable (taille des sous-grains : $5\ \mu$ environ), S. White [1975] estime que les conditions de déformation de ces dernières sont les suivantes : $T = 350^{\circ}\text{C}$; $\dot{\epsilon} = 10^{-10}$ à 10^{-11}sec^{-1} et $\sigma_1 - \sigma_3 = 1\ \text{Kbar}$.

B) *Les rubans polycristallins.* Ils résultent de la déformation plastique de grains ou d'agrégats de quartz. Des différences de conditions physiques de la déformation résultent les différences de structure interne des rubans de quartz.

1 — *Type 1 : assemblage de grains déformés de taille variable* (fig. 1 B 1, pl. I b et I c). Nous pensons que cette structure est typique d'une déformation plastique avec recristallisation syntectonique. La faible désorientation de réseau d'un nouveau grain à l'autre suggère que le mécanisme de la recristallisation est la désorientation progressive des sous-grains [J. P. Poirier et A. Nicolas, 1975]. La présence et la persistance de figures de déformation dans les nouveaux grains eux-mêmes indiquent que la recristallisation est syntectonique et qu'il n'y a pas d'histoire thermique post-tectonique. Par comparaison avec les travaux des métallurgistes et avec leurs applications au domaine de l'olivine [A. Nicolas, 1978] et du quartz [S. White, 1975], la taille des nouveaux grains et surtout l'espacement des sous-joints peuvent servir de piézomètres. Ils sont en effet d'autant plus faibles que la contrainte est élevée, pour une vitesse de déformation donnée, ces deux paramètres étant liés. L'histoire post-tectonique lisible dans ce type de rubans se limite à l'apparition de très petits grains équants non déformés, ou nuclei, qui absorbent l'énergie de déformation des zones les plus chargées en dislocations : joints, pliages [S. White, 1977].

2 — *Type 2 : mosaïque équante à allongée de grains de taille constante* (fig. 1 B 2, pl. I d). Nous distinguons trois cas :

— orientation préférentielle très prononcée. Nous pensons que, comme dans le cas précédent, la déformation plastique est accompagnée de recristallisation syntectonique mais ici, avec une restauration importante empêchant l'accumulation de dislocations. L'absence de nuclei est en faveur de cette interprétation, qui implique alors que la déformation s'est effectuée à température plus élevée et/ou à vitesse plus lente que dans le type précédent. La taille des grains doit permettre ici encore d'estimer la contrainte [S. White, 1977]. Dans certains cas, les joints de grains peuvent emprunter la direction des anciens sous-joints et conduire à une mosaïque allongée obliquement sur l'allongement des rubans : c'est la fausse foliation [P. Coisy, 1976; fig. 1 B 2, exemple b]. Lorsque la migration des joints de grains est plus développée en fin de déformation, la mosaïque est d'abord allongée parallèlement à l'allongement des rubans et respectant la forme des grains antérieurs, puis équante, c'est-à-dire formée de grains équiaxes. La migration des joints de grains n'implique pas obligatoirement une histoire thermique post-tectonique;

— orientation préférentielle peu prononcée avec de grandes désorientations d'un grain à l'autre. On peut penser que ce type de ruban est le résultat d'une nucléation généralisée en fin de déformation et suivie d'un recuit primaire lors d'une histoire thermique post-tectonique;

— orientation préférentielle peu prononcée et taille de grain très faible ($\leq 100 \mu$). On ne peut exclure l'acquisition d'une très petite taille de grain par l'un des mécanismes précédents, due à une forte contrainte. La déformation a pu se prolonger de façon considérable par un mécanisme qui ferait intervenir la diffusion et le glissement aux joints de grains. C'est la déformation superplastique [T. M. Boullier et Y. Guéguen, 1975] qui maintient constante la taille de la microstructure acquise [S. White, 1977].

3. — *Type 3 : une couche de grains rectangulaires* (fig. 1 B 3, pl. II a et II b). H. J. Behr [1961] et M. Frejvald [1970] ont montré que la structure en « *platten quartz* » n'est pas propre au faciès granulite mais résulte plutôt d'une évolution rétro-morphique sous contrainte tectonique dans le faciès amphibolite. Ce type de ruban en *platten quartz* s'explique bien en faisant appel à une croissance des grains de quartz en climat statique, encore appelée recristallisation secondaire et qui témoigne d'une histoire thermique importante après la déformation. La croissance des grains est limitée par les bordures des rubans, mais parallèlement à celles-ci, elle peut être très importante ($\gg 1$ mm). La présence dans le quartz d'autres minéraux en inclusions alignées est une preuve supplémentaire en faveur d'une recristallisation secondaire. Certains grains restent cependant de petite taille et de forme allongée voire équante : ceci peut s'expliquer par une croissance plus importante de certains cristaux aux dépens d'autres cristaux, suivant leurs orientations relatives par exemple. Ce mécanisme n'est contraire ni à l'existence d'orientations préférentielles prononcées (fig. 2 b), ni à une « dilution » de ces dernières (fig. 2 a), dilution qui, cependant, conserve l'image des orientations préférentielles acquises antérieurement [microstructures à croissance exagérée de J. L. Bouchez et A. Pêcher, 1976, p. 138].

4. — *Type 4 : grands grains de forme irrégulière à rectangulaire* (fig. 1 B 4, pl. II c et II d). Dans le cas d'une telle structure, on peut faire deux hypothèses : — il s'agit de rubans de type 1 à gros grain, la grande taille des grains implique alors que la contrainte est plus faible que dans le cas plus classique du type 1 ; — la sous-structure serrée et la forme sub-rectangulaire laissent plutôt penser que ces rubans sont issus de la déformation tardive et limitée de rubans de type 3 (à recuit secondaire). La sous-structure visible dans les grains est alors le reflet de cette déformation tardive dont on peut connaître la vitesse moyennant la connaissance d'autres paramètres tels que la température et la dimension de la sous-structure [S. White, 1975]. Par contre, l'orientation préférentielle du quartz est héritée du stade antérieur.

6. — ORIGINE DU LITAGE.

Les comparaisons avec la métallurgie physique permettent de rendre compte des différentes structures internes des rubans de quartz. Il est moins aisé de comprendre l'origine du litage lui-même, souvent souligné dans certaines mylonites par des rubans de quartz d'épaisseur constante et d'extension quasi infinie, formant des nappes ou des lanières. On peut envisager deux grandes catégories de mécanismes : la transposition tectonique (1) et la ségrégation tectonique (2).

1) Il s'agit de la simple transposition d'un litage préexistant, sédimentaire, métamorphique, ou de filons anté-tectoniques bien formés. On peut penser que le litage des quartzites de Maydan (pl. I c) est issu d'une telle transposition de niveaux gréseux purs au sein de grès moins purs [J. L. Bouchez, 1977 b] : en effet, on connaît en continuité l'équivalent non déformé et non métamorphique des formations de Maydan. Ce type de mécanisme ne peut valoir dans le cas d'un orthogneiss par exemple (pl. I b), dérivé d'une roche originellement isotrope : le problème de l'acquisition d'un litage tectonique reste posé.

2) La seconde catégorie de mécanismes envisagés, celle de la ségrégation syntectonique, constitue l'un des aspects du problème séculaire de l'origine des foliations dans les roches. Les réflexions les plus récentes sur ce sujet [revues de P. F. Williams, 1977 et de W. D. Means, 1977], montrent que l'acquisition d'une foliation est avant tout syntectonique même si le débat demeure sur le problème du contrôle de certains processus par la contrainte orientée ou par la déformation. Plusieurs processus peuvent conduire à une ségrégation minérale :

— à basse température, la diffusion sous contrainte en présence d'une phase fluide interstitielle (dissolution-recristallisation des phyllites, du quartz...) dans les plans de fausse schistosité ou dans les plans de tension [J. C. Soula et P. Debat, 1976], accompagnée ou non d'une rotation externe des grains ;

— à plus haute température, où l'existence d'une phase fluide interstitielle est moins évidente, on peut envisager une ségrégation par injection ou coalescence de produits de fusion partielle (lits quartzo-feldspathiques d'une migmatite par exemple) ;

— on peut enfin envisager une diffusion limitée à l'état solide, accompagnée d'une rotation interne par glissement intracristallin. Ce mécanisme se rapproche de celui proposé par W. Schmidt [1932] : dans une roche polyminérale équante, dont les composants sont de ductilités différentes, les minéraux les plus ductiles se concentrent dans des lits après avoir été expulsés des niveaux où se concentrent

les minéraux les moins ductiles par un phénomène dont le terme de « filtre-presse » utilisé en magmatologie [R. E. Emmons, 1940 ; I. S. E. Carmichael *et al.*, 1974] donne une image. On peut penser que l'équidistance entre les rubans dépend de la taille initiale des cristaux les moins ductiles et que l'épaisseur des rubans est fonction de la quantité du minéral ductile dans la roche. Dans les tectonites à quartz, ce minéral est toujours le plus ductile et se concentre alors en rubans ; les autres minéraux sont le plus fréquemment des feldspaths, des phyllites, voire des amphiboles ou des pyroxènes.

Une fois ce processus de ségrégation minérale amorcé, on peut penser que la déformation de la roche va se concentrer dans les niveaux à quartz, les plus ductiles, qui forment peu à peu un milieu plus homogène et fortement orienté cristallographiquement, tandis que l'on observe simultanément une réduction de la taille des grains les moins ductiles (« granulation » des feldspaths de l'orthogneiss, pl. I b).

7. — CONCLUSIONS.

La structure en rubans du quartz semble indissociablement liée aux roches à quartz ayant subi de grandes déformations plastiques (mylonites). Cette proposition est appuyée par des orientations préférentielles le plus souvent prononcées.

Dans des conditions de relativement basse température (schistes verts par exemple) la grande déformation des grains de quartz de grande taille dans le matériel d'origine donne des rubans monocristallins. Les rubans polycristallins n'apparaissent que dans des roches polyminérales et dans des conditions de déformation de relativement haute température (supérieure à 350-400° C). Les différents types décrits dépendent de l'histoire thermodynamique de la déformation. Les rubans du type 1 naissent par recristallisation syntectonique de grains ou d'agrégats de quartz, accompagnée de restauration dans le deuxième cas. Le recuit secondaire (croissance exagérée) donne naissance aux rubans ou aux lits de type 3.

L'orientation préférentielle marquée du quartz dans les rubans est attribuée à la réorientation du réseau au cours d'une déformation plastique importante. Le type d'orientation dépend des conditions T, ϵ , teneur en eau, mais aussi de la géométrie et du

régime de la déformation, ce qui explique qu'un type de diagramme ne soit pas caractéristique d'un type de ruban et inversement. Cependant, le caractère le plus commun des diagrammes (axes C hors d'une large zone autour de la linéation) permet d'avancer que dans les tectonites présentant une linéation d'étirement, les plus nombreuses, cette linéation est proche de la direction cinématique du transport. Un autre caractère très fréquent étant l'absence de symétrie par rapport au plan XY (plan des rubans), on déduit que ces tectonites se forment le plus souvent en régime rotationnel ; ceci ne signifie pas pour autant que le mécanisme soit exactement du cisaillement simple.

Il existe enfin des rubans ne présentant pas d'orientation préférentielle : le grain est très fin ($\leq 100 \mu$) et l'on peut soupçonner qu'à la suite d'une déformation intracrystalline sous forte contrainte qui a permis d'acquérir une petite taille de grains, la déformation a pu se poursuivre de façon superplastique par diffusion et glissement aux joints de grains.

On rend compte de la disposition du quartz en véritables lits d'épaisseur parfois importante (> 1 mm) et de dimension considérable dans les plans des lits, soit par transposition d'un litage quartzeux préexistant (lit gréseux, filon...), soit plus généralement par une ségrégation de la phase la plus ductile (quartz) vis-à-vis des autres minéraux au cours de la déformation plastique. La déformation de la roche se concentre alors progressivement dans ces lits.

La classification proposée ne prétend pas être exhaustive quand on sait la variété des microstructures que révèle le quartz dans les tectonites, mais elle présente des cas typiques. Elle ne prétend pas non plus être la clé de l'interprétation structurale et cinématique de ces roches. La diversité des microstructures et des orientations préférentielles du quartz dans les rubans fait de chaque exemple un cas particulier qu'il faut traiter séparément en connaissant bien son contexte géologique.

Remerciements. Les auteurs remercient R. Caby, A. Etchecopar et A. Nicolas pour leurs critiques constructives.

1. La foliation ou plan moyen d'aplatissement des grains est le plan (XY) de l'ellipsoïde de la déformation finie ; la linéation ou direction moyenne d'allongement des minéraux est la direction X.

Références

- BARTOLI F., PÈCHER A. et VIALON P. (1974). — Le chevauchement Meije-Muzelle et la répartition des domaines structuraux alpins du massif de l'Oisans (partie nord du Haut Dauphiné cristallin). *Géol. alpine*, 50, p. 17-26.
- BEHR H. J. (1961). — Beiträge zur petrographischen und tectonischen Analyse des sächsischen Granulitgebirges (mit Anlagenkarten). *Greib. Forschftft.*, Akad. Verlag, Berlin., C. 119.
- BLACIC J. D. (1975). — Plastic deformation mechanisms in quartz : the effect of water. *Tectonophysics*, 27, p. 271-294.
- BOUCHEZ J. L. (1977 a). — Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39 (1-3), p. 25-50.
- BOUCHEZ J. L. (1977 b). — Le quartz et la cinématique des zones ductiles. Thèse état, Nantes, 176 p.
- BOUCHEZ J. L. et MERCIER J. C. (1974). — Construction automatique des diagrammes de densité d'orientation. Présentation d'un réseau de comptage. *Sc. Terre*, Nancy, XIX, p. 55-64.
- BOUCHEZ J. L. et PÈCHER A. (1976). — Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, n° 6, p. 1377-1385.
- BOULLIER A. M. et GUÉGUEN Y. (1975). — SP mylonites : origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, p. 93-104.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J. et VERHOOGEN J. (1974). — Igneous petrology. McGraw Hill Inc., 739 p.
- 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.
- COISY P. (1976). — Données nouvelles sur les structures et les orientations préférentielles dans les péridotites en enclaves dans les basaltes du Massif central. 4^e réun. ann. Sc. Terre, Paris, p. 117.
- DAROT M. et BOUDIER F. (1975). — Mineral lineations in deformed peridotite : kinematic meaning. *Petrologie*, I, n° 3, p. 225-236.
- DAROT M. et BOUCHEZ J. L. (1976). — Study of directional data distributions from principal preferred orientation axes. *J. Geol.*, 84, p. 239-247.
- EMMONS R. C. (1940). — The contribution of differential pressures to magmatic differentiation. *Amer. J. Sc.*, 238, p. 1-21.
- FREJVALD M. (1970). — The problem of platy quartz in rocks of crystallin basements. *Acta Univ. Carol.*, 2, p. 95-103.
- HIGGINS M. W. (1971). — Cataclastic rocks. *Geol. Surv. Prof. Paper*, 687, 97 p.
- MARCHAND J. (1974). — Persistance d'une série granulitique au cœur du Massif central français (Haut-Allier). Les termes acides. Thèse 3^e cycle, Nantes, 207 p.
- MARJORIBANKS R. W. (1976). — The relation between microfabric and strain in a progressively deformed quartzite sequence from Central Australia. *Tectonophysics*, 32, p. 269-293.
- MEANS W. D. (1977). — Experimental contributions to the study of foliations in rocks : a review of research since 1960. *Tectonophysics*, 39, (1-3), p. 329-354.
- 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., BOUCHEZ J. L. et BOUDIER F. (1972). — Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. *Tectonophysics*, 14, p. 143-171.
- 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.
- NICOLAS A. et POIRIER J. P. (1976). — Crystalline plasticity and flow in metamorphic rocks. Londres, Wiley & Sons.
- NICOLAS A. (1978). — Stress estimates from structural studies in some mantle peridotites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 288, p. 49-57.
- POIRIER J. P. et NICOLAS A. (1975). — Deformation induced recrystallization due to progressive misorientation of subgrains, with special reference to mantle peridotites. *J. Geol.*, 83, 6, p. 707-720.
- SCHMIDT W. (1932). — Tektonik und Verformungslehre. Berlin, Borntraeger.
- SIBSON R. H. (1977). — Fault rocks and fault mechanisms. *J. Geol. Soc. Lond.* 133, Part 3, p. 191-214.
- SOULA J. C. et DEBAT P. (1976). — Développement et caractères des litages tectoniques. *Bull. Soc. géol. France*, XVIII, n° 6, p. 1515-1536.
- TULLIS J. A., CHRISTIE J. M. et GRIGGS D. T. (1973). — Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, p. 297-314.
- WHITE S. (1975). — Estimation of strain-rates from microstructures. *J. Geol. Soc. Lond.*, 131, p. 577-583.
- WHITE S. (1977). — Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39, (1-3), p. 143-170.
- WILLIAMS P. F. (1977). — Foliation : a review and discussion. *Tectonophysics*, 39, (1-3), 305-328.
- WILSON C. J. L. (1975). — Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 86, p. 968-974.