HAL
open science

Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements : approche meéhodologique de la déformation des roches gneissiques

Robin Lacassin

To cite this version:

Robin Lacassin. Etude des mécanismes de déformation dans le versant nord de la nappe du Mont Rose (Alpes suisses) et relation avec les grands chevauchements : approche meéhodologique de la déformation des roches gneissiques. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 1984. Français. NNT : . tel-00805172

HAL Id: tel-00805172

https://theses.hal.science/tel-00805172v1

Submitted on 28 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

GEOLOGIE GRENOBLE UJF
D 050 032563 9

LACASSIN (R.)

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de
DOCTEUR de 3ème CYCLE GEOLOGIE

ETUDE DES MECANISMES DE DEFORMATION DANS LE VERSANT NORD DE LA NAPPE DU MONT ROSE (Alpes Suisses) ET RELATION AVEC LES GRANDS CHEVAUCHEMENTS

Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques.

12 NOV. 1985

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
38031 GRENOBLE CEDEX
TEL (76) 87.46.42

par

Robin LACASSIN

soutenue le 22 avril 1984 devant la Commission d'Examen

JURY : M. MATTAUER, Président
P. COBBOLD,
P. VIALON,
R. CABY,
P. MATTE,
M. BRUNEL.

ATELIER DUPLICATION
— U.S.T.L. —

ACADEMIE DE MONTPELLIER

UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC

THESE

présentée à l'Université des Sciences et Techniques du Languedoc
pour obtenir le grade de
DOCTEUR de 3ème CYCLE GEOLOGIE

ETUDE DES MECANISMES DE DEFORMATION DANS LE VERSANT NORD DE LA NAPPE DU MONT ROSE (Alpes Suisses) ET RELATION AVEC LES GRANDS CHEVAUCHEMENTS

Approche méthodologique de la déformation des roches gneissiques.

12 NOV. 1985

UNIVERSITE DE GRENOBLE I
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
F 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

par

Robin LACASSIN

soutenue le 22 avril 1984 devant la Commission d'Examen

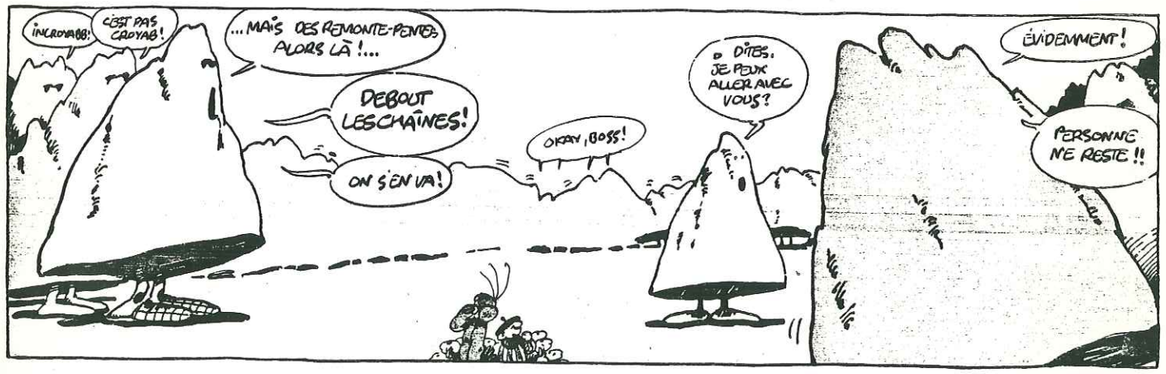
JURY : M. MATTAUER, Président
P. COBBOLD,
P. VIALON,
R. CABY,
P. MATTE,
M. BRUNEL.

ATELIER DUPLICATION
— U.S.T.L. —

10149192

" Le phénomène qui domine tout: le déversement unilatéral des plis nappes ... l'idée d'une marche progressive des nappes vers l'extérieur de la courbe des Alpes occidentales."

(E. Argand 1911)



(F'Murr 1978)

Cette thèse est, comme toutes, le résultat de la collaboration de nombreuses personnes qui, toutes, m'ont énormément aidé. Aussi, maintenant que l'heure des remerciements est venue, je ne sais comment n'oublier personne et dire toute ma reconnaissance.

Enfin ... , que tous ceux qui estiment avoir une responsabilité dans la réalisation de cette thèse se voient chaleureusement remerciés : qu'ils aient participé à son écriture (par le biais des publications) , à son élaboration (grâce à leurs conseils et discussions) , à son jugement (membres du jury) , à sa réalisation technique (par leur force de frappe ...) , et bien sur à son initiation (je pense ici plutôt au professeur Mattauer qui m'a proposé ce sujet d'étude) .

SOMMAIRE

- Avant propos p. 3

1ere Partie

LA NAPPE DU MONT-ROSE
SA PLACE DANS LES ALPES

Mécanismes et régime de déformation dans la nappe du Mont-Rose.

* Situation géologique. p. 7
* Tectonique et microtectonique. p. 13
  Linéations, plissement
* La déformation alpine dans les roches du socle hercynien. p. 29
  Gneissification et mylonitisation dans un contexte cisaillant, caractères et mécanismes de déformation.
  Publication 1 : C.R.Acad.Sc.Paris, t.296, II, p.777-782
* La déformation des roches de couverture. p. 77
  Mécanismes de déformation des minéraux, O.P.A. <c> du quartz.
  Publication 2 : C.R.Acad.Sc.Paris, t.297, II, p.613-618
* Régime de déformation. p.109
  Critères de déformation non coaxiale, discussion et résultats.
* Conclusion.

Essai de synthèse des données microtectoniques à l'echelle des Alpes occidentales. Signification des linéations d'allongement

Publication 3 : Bull.Soc.Géol.Fr., in press.

p.135

2eme Partie

LES GNEISS DES CEVENNES
CONTRIBUTION A L'ANALYSE DE LA
DEFORMATION HERCYNIENNE

* Présentation p.173
* Analyse de la déformation. p.177
  Caractéristiques microtectoniques.
  Publication 4 : C.R.Acad.Sc.Paris, t.295, II, p.1027-1030
* Analyse de la déformation finie. p.185
  Méthode Fry
  Publication 5 : J.Struct.Geol., 5, p.245-253
* Problème de la crénulation // à la linéation d'allongement. p.201
* Régime de déformation. p.211
  Essai d'analyse des critères de déformation non coaxiale

Bibliographie

Hors texte : Carte des linéations

INTRODUCTION

AVANT PROPOS

Les zones profondes ou parties internes des chaines de montagnes sont toujours affectées par un ou plusieurs évènements tectoniques responsables d'une intense déformation ductile des roches.

En relation avec les études tectoniques et microtectoniques de terrain, il est maintenant évident que l'analyse et la compréhension des mécanismes et du régime de déformation sont nécessaire pour reconstituer la cinématique de ces déformations.

Toute tentative pour reconstituer l'évolution d'une région ou d'une chaine devra s'appuyer sur l'étude de ces mécanismes de déformation et relier les observations à toutes les échelles:

- Géologie, généralement bien connue, par exemple dans les Alpes;
- grandes structures tectoniques;
- microtectonique, à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon;
- microstructures et mécanismes de déformation, à l'échelle microscopique.

C'est dans cette optique que se situe le travail présenté ici, centré sur deux poles d'intérêt régionaux:

* La nappe du Mont-Rose dans les Alpes occidentales. Dans cette région, d'un point de vue géologique la plus célèbre des Alpes, j'ai analysé les structures et les mécanismes de déformation dans les roches ou elle est la plus significative (en particulier les massifs d'orthogneiss). Cette étude présente deux volets complémentaires : un aspect régional (évolution tectonique dans les Alpes); un aspect plus méthodologique (déformation des minéraux et mise en évidence de critères de sens de cisaillement).

* Les gneiss de la Cézarenque (Cévennes, Massif Central) : dans cette région mes travaux (en collaboration avec J. Van Den Driessche) ont eu un aspect plus thématique et portent principalement sur l'analyse de la déformation finie dans les gneiss.

Pour faciliter leur lecture, ces deux parties ont été traitées de façon indépendante. Ceci a entrainé quelques répétitions (texte ou figures), qui ne seront pas trop génantes j'espère.

Nappe du MONT-ROSE

MECANISMES & REGIME de DEFORMATION

SITUATION GEOLOGIQUE

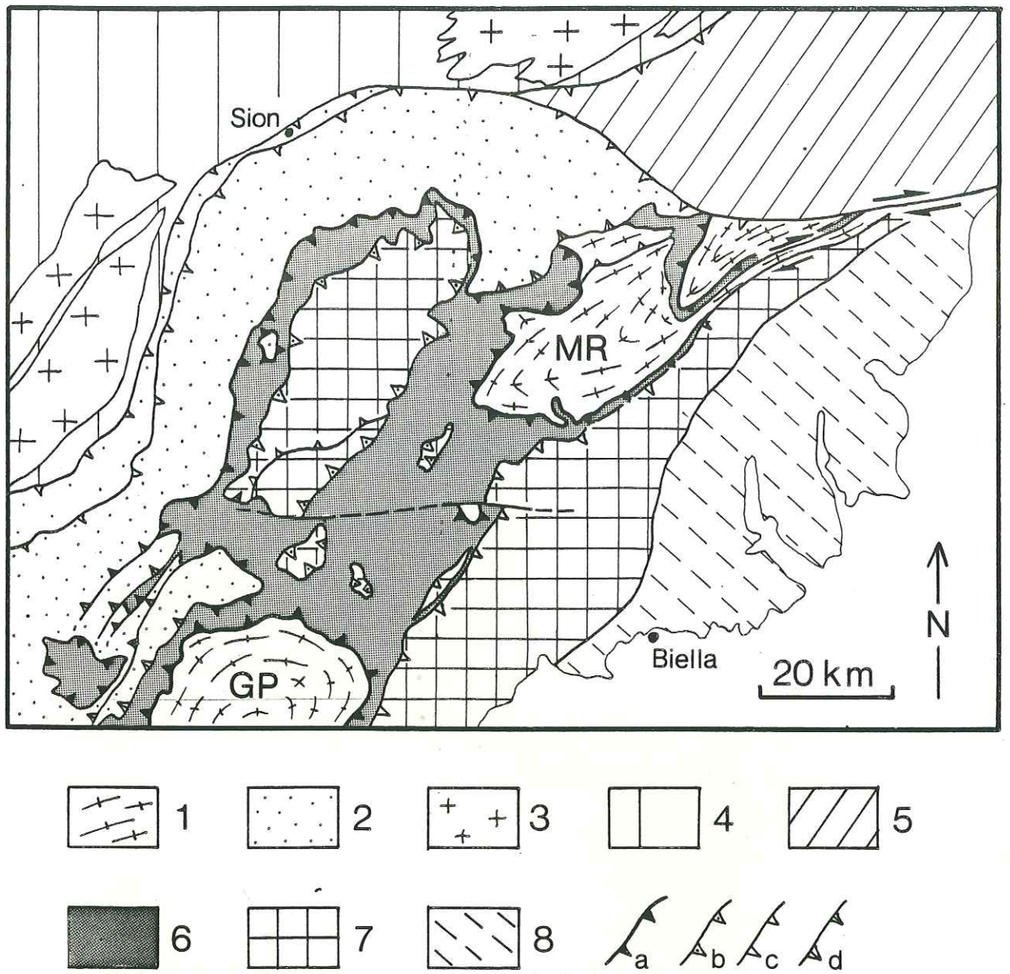


Figure 1 : Schéma structural de la partie Nord des Alpes occidentales.

1 , Massifs cristallins internes (GP: Grand Paradis; MR: Mont Rose)

2 , Briançonnais et nappe du Grand St Bernard.

3 , Massifs cristallins externes.

4 , Zones externes et Préalpes.

5 , Nappes Penniques inférieures.

6 , Ophiolites et schistes lustrés.

7 , Zone Sesia et nappe de la Dent-Blanche.

8 , Zones d'Ivrée et Sud-Alpine.

Différents types de chevauments :

a , chevauchement ophiolitique.

b , chevauchement Austro-Alpin (nappe de la Dent-Blanche).

c , autres chevauchements vers l'Ouest.

d , rétrochevauchements.

A/ - LES ALPES OCCIDENTALES ET LA NAPPE DU MONT ROSE

□ Les Alpes constituent probablement la chaine la plus étudiée du monde, et ce depuis le début du siècle (Gerlach 1869; Lugeon 1901, 1903; Lugeon et Argand 1905; Argand 1908, 1909 ,1911, 1916; Heim 1919; Staub 1924; Haug 1925; Hermann 1937; Ellenberger 1952; Trümpy 1973, 1980; Debelmas et Lemoine 1970; Dal Piaz et al 1972; Compagnoni et al 1977; Caby et al 1978; Ramsay 1981; Debelmas et al 1983; Müller 1982). La géologie et les grandes structures sont donc généralement trés bien connues.

□ Plusieurs modèles d'évolution tectonique ont été proposés, généralement sur des considérations paléogéographiques et de grande tectonique (Argand 1911, 1916; Amstutz 1978; Laubscher 1974; Caby et al 1978), parfois en relation avec les données microtectoniques (Ayrton et Ramsay 1974; Mattauer et Tapponnier 1978). Ces modèles ont été replacés dans leur contexte général (Tapponnier 1977).

□ La nappe du Mont Rose (Massif cristallin interne) est située dans les zones internes des Alpes Suisses (fig. 1). La structure générale de cette région est bien connue et trés célèbre (fig. 3) depuis les travaux d'Argand (1911).

B/ - DIFFERENTES UNITES ET LITHOLOGIE :

□ Nous ne présentons que rapidement le cadre géologique général, pour plus de détails voir en particulier les différents travaux de P.Bearth.

□ Les différentes unités de la zone étudiée (partie Nord du massif du Mont Rose) sont bien connues (Bearth 1952, 1953 1957, 1967). Elles sont situées sur le schéma structural de la figure 2 .

On distingue:

- La nappe du Mont Rose elle même, constituée d'un socle hercynien totalement repris par la tectogénèse alpine (Bearth

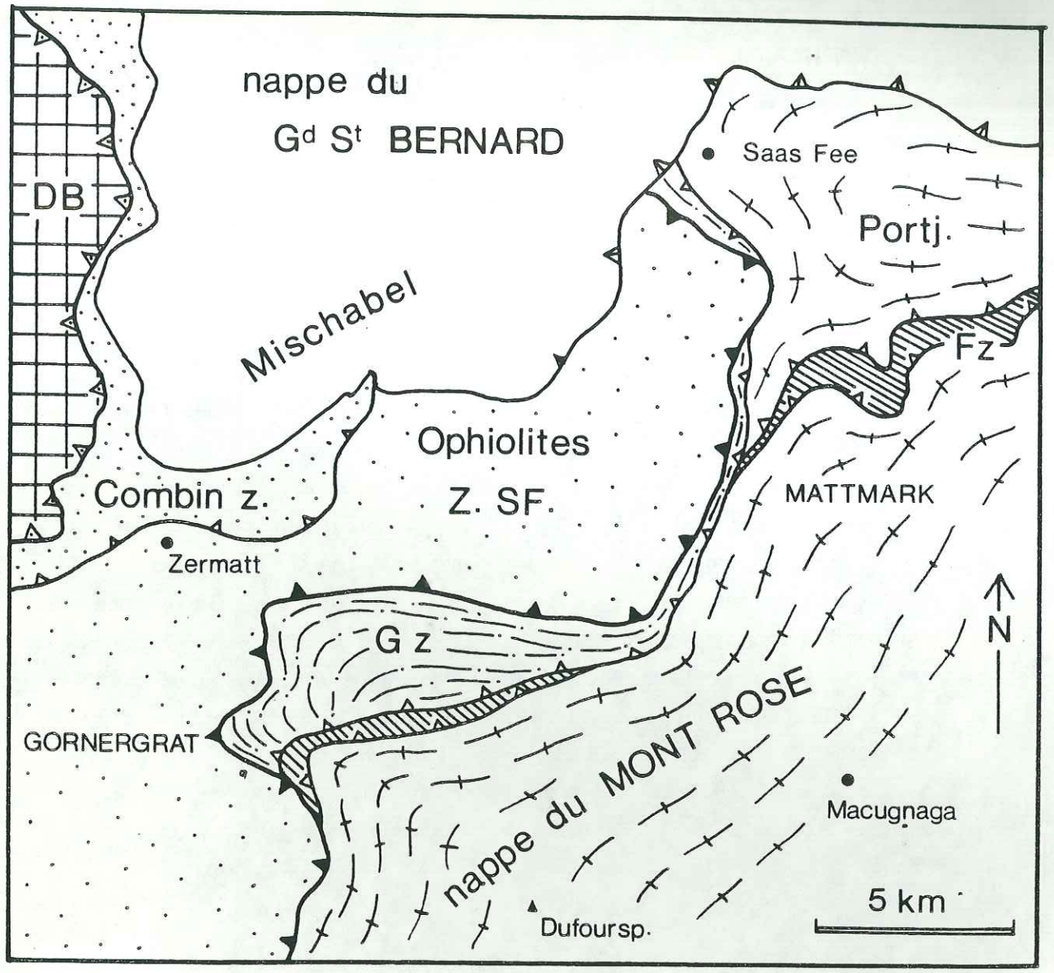


Figure 2 : Schéma structural de la partie Nord de la nappe du Mont Rose.

Portj. : unité du Portjengrat.

Fz : Furg zone.

Gz : Gornergrat zone (Mésozoique).

Combin z : zone du Combin, schistes lustrés supérieurs, peu métamorphiques.

DB : nappe de la Dent Blanche.

Mischabel : pli rétrodéversé du Mischabel.

1952) : paragneiss et micaschistes polymétamorphiques, granites tardihercyniens ou Permien transformés en orthogneiss.

- Au dessus de cette nappe, et séparée par un contact tectonique majeur, la nappe ophiolitique de Zermatt Saas-Fee : ophiolites et schistes lustrés.

- Entre les deux est pincée une unité de roches mésozoiques (Gornergrat zone), considérée comme la couverture paraautochtone du massif du Mont Rose (Güller 1947; Bearth 1952, 1953, 1976). Elle est formée principalement de schistes, conglomérats, quartzites et marbres du Trias et de calcschistes (schistes lustrés paraautochtones) d'age Jurassique.

- La nappe du Grand St Bernard replissée, au Sud, par le pli "en retour" du Mischabel (Güller 1947; Klein 1978; Müller 1983).

- Entre la nappe du Mont Rose et celle du G.S.B. se situe l'unité du Portjengrat formée elle aussi de roches du socle hercynien et de granites (orthogneiss).

- Cette unité est séparée de la nappe du Mont Rose par une zone complexe (Furg zone), constituée d'un "mélange" de paragneiss, amphibolites, éclogites ... (Wetzel 1972).

A/ - METAMORPHISME :

□ L 'étude du métamorphisme et plus particulièrement son analyse radiochronologique a fait l'objet de la thèse de P.Monié (1984).

□ L'histoire métamorphique de la nappe du Mont Rose et des différentes unités ci-dessus est complexe (Amstutz 1971; Hunziker 1969, 1970; Wetzel 1972; Bocquet et al 1974; Frey et al 1976).

Deux ou trois phases majeures de métamorphisme sont distinguées:

-1 , Un métamorphisme précoce de haute pression. Relativement peu documenté dans la nappe du Mont Rose elle même (Dal Piaz 1971; Monié et Chopin 1984), il est bien connu dans

la Furg zone (éclogites, Wetzel 1972) ainsi que dans les ophiolites de la zone Zermatt Saas-Fee où il est polyphasé (Bearth 1967; Kiénast 1973; Ernst et Dal Piaz 1978; Oberhänsli 1980; Carpenter 1981).

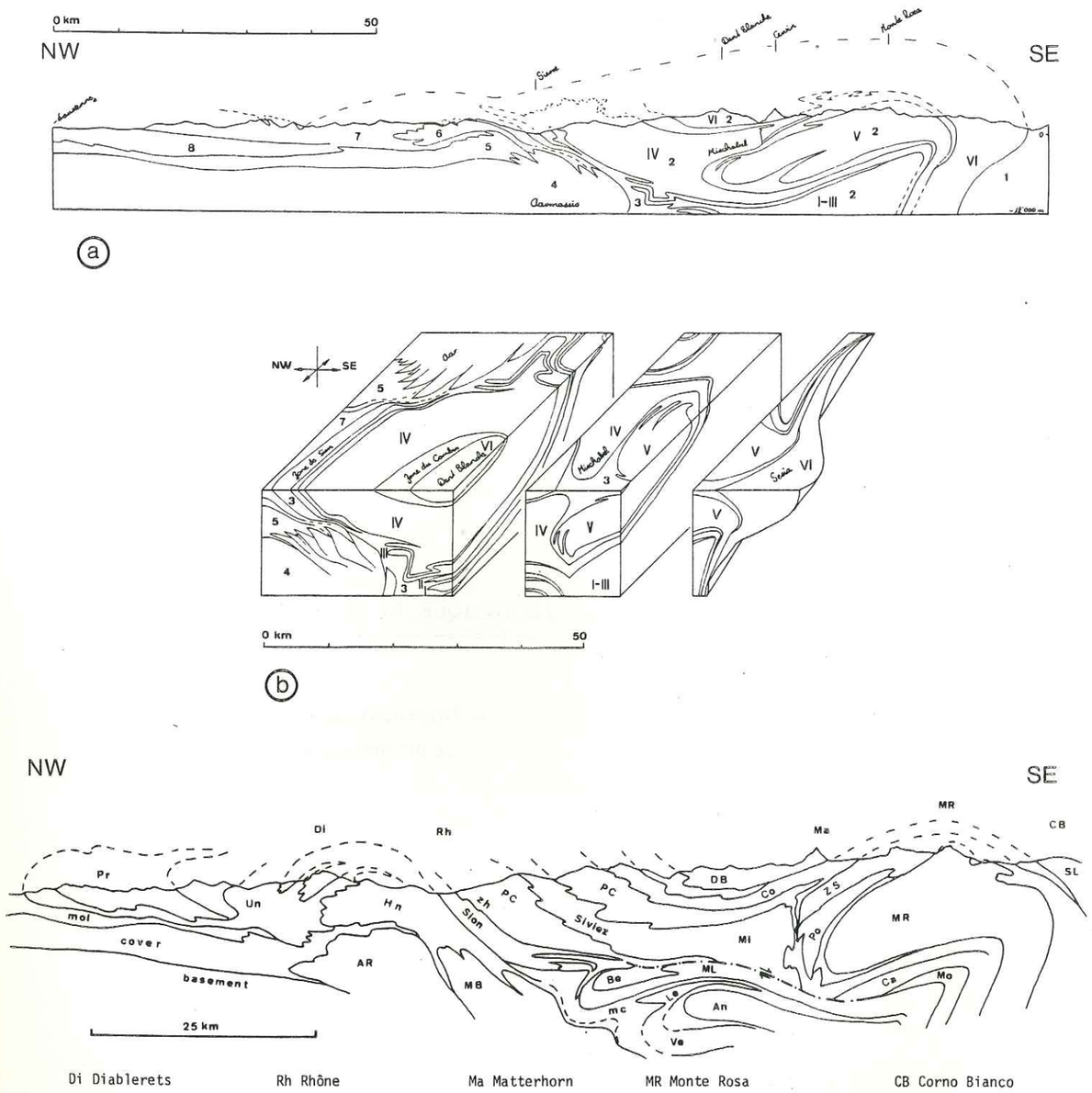
Pour P.Monié (1984) ce métamorphisme est bien développé dans la nappe du Mont Rose et peut être séparé en deux phases Phase 1, éoalpine, éclogitique, de trés haute pression (16 à 19 kb et 500°). Phase 2 de pression plus modérée (7 à 8 kb) d'age 75 à 60 Ma.

-2 , Ces paragenèses HP sont trés fortement rétromorphosées dans un faciès schiste vert, lié à la deuxième phase métamorphique, bien connue dans toute la zone pennique (Niggli 1973; Ernst 1973; Caby et al 1978). Cette phase s'échelonne entre 60 et 40 Ma (Monié 1984).

Tardivement (30 à 15 Ma), l'influence du dôme thermique Simplo-Tessinois se surimpose à cette histoire antérieure (Frey et al 1974).

TECTONIQUE ET MICROTECTONIQUE

- Introduction
- La déformation majeure



Di Diablerets Rh Rhône Ma Matterhorn MR Monte Rosa CB Corno Bianco

Tektonische Einheiten:	MB Mont Blanc	An Antigorio	ZS Zermatt Saas - zone
Pr Prealpine nappes	z.h. zone houillère	ML Monte Leone	Po Portjengrat
Uh Ultrahelvetic nappes	PC Permocarbon	Be Berisal	MR Monte Rosa
Hn Helvetic nappes	mc mesozoic cover	Mi Mischabel	SL Sesia - Lanzo
mol Molasse	Ve Verampio	Co Combin-zone	Ca Camughera
AR Aiguilles Rouges	Le Lebendun	DB Dent Blanche	Mo Moncucco

Figure 3 : **Coupes synthétiques des Alpes occidentales sur la transversale du Mont Rose.**

a et b : d'aprés Argand (1911).

c : d'aprés Homewood et al (1980) . (in Müller 1982).

A/ - INTRODUCTION

****

□ La région étudiée (nappe du Mont-Rose) est une des mieux connue des Alpes depuis les travaux du début du siècle (Gerlach 1869 ; Lugeon 1902 ; Lugeon et Argand 1905 ; Argand 1911, 1916 Staub 1924) ; une revue de ces différents travaux a été récemment présentée par R. Müller (1982). Applicant ou modifiant le concept de nappes (Lugeon 1901), grands plis couchés affectant le socle et la couverture tous deux fortement déformés, la plupart des études ont tenté d'établir précisément les relations entre les différents groupes de roches (Güller 1947 ; Bearth 1952, 1953, 1957, 1964, 1967 , Reinhardt 1966, Laduron 1976, Milnes 1974, Klein 1978). La structure d'ensemble de la région est donc très bien connue et présentée sur les célèbres coupes de la région du Mont-Rose (fig. 3), peu modifiées depuis Argand (Argand 1911, Homewood et al. 1980, Milnes et al., 1981).

La nappe du Mont-Rose, dont la forme en dôme est due aux plissements tardifs, à la forme d'un grand pli couché en position de tête plongeante (Argand 1911).

Au NW, la nappe du Grand St Bernard ainsi que la zone ophiolitique de Zermatt, Saas-Fee, est replissée dans le pli rétroversé du Mischabel (Müller 1983).

Au Sud, les différentes unités, dont la nappe du Mont-Rose, sont replissées dans l'antiforme tardif de Vanzone (Laduron 1976, Laduron et Merlyn 1974).

Il faut remarquer que ces coupes ont toujours été dressées selon les concepts d'Argand. Elles considèrent les structures comme cylindriques. Cela conduit à reporter sur une même coupe, parfois abusivement, des observations éparses, parfois éloignées de plus de 100 km = c'est le cas, par exemple, des coupes au niveau du Mont-Rose qui représentent en profondeur, les nappes penniques inférieures observées 100 km plus à l'Est.

□ Le but des études ci-dessus était de définir les axes et les plans axiaux des grands plis couchés supposés. L'existence ou l'importance des grands chevauchements et des mouvements cisaillants était minimisée, ces éléments structuraux n'étant jamais intégrés

dans les reconstitutions. Cela à conduit à la construction de nombreux plis, la plupart très hypothétiques, liés à plusieurs phases de déformation (Milnes et al. 1981).

Paradoxalement, les mécanismes de déformation ainsi que les phénomènes tectoniques sont très mal connus dans cette région si célèbre. Les seules études microtectoniques effectuées portent sur le plissement et se sont préoccupées principalement des phases tardives (rétrodéversées). Dans tous les cas, les axes des plis étaient utilisés pour déterminer la direction de mouvement (considérée comme perpendiculaire aux axes), et leur vergence sensée représenter le sens de déversement des grandes structures (par ex. Klein 1978, Wilson 1978, Müller 1983). Ces interprétations ne se sont jamais appuyées sur une analyse de la déformation ductile (structures et microstructures, mécanismes, régime ...). Dans la nappe du Mont-Rose, il est clair que toutes les roches ont subi une **déformation majeure intense** parfois polyphasée.

□ Négligeant un peu l'aspect microtectonique classique (différentes phases, plissement, linéations d'intersection), ce travail présente plutôt une analyse de cette déformation ductile, en relation avec les synthèses modernes sur les mécanismes de déformation (Ramsay et Graham 1970, Hobbs et al. 1976, Nicolas et Poirier 1976, Mattauer et Mercier 1980, White et al. 1980, Brun et Choukroune 1981).

B/ - PRINCIPALES STRUCTURES MICROTECTONIQUES REPRESENTATIVES DE LA DEFORMATION MAJEURE

□ Les trois microstructures majeures, à l'échelle de l'échantillon sont : - une foliation très bien marquée ; - une linéation d'allongement ; - un microplissement bien exprimé dans les roches sédimentaires (Gornergrat zone). En plus il existe souvent une ou plusieurs linéations d'intersection, ainsi que des microplis et crénulations tardifs.

B.1. - FOLIATION

□ Dans toutes les roches il s'est développé une foliation alpine majeure, définie par les minéraux du métamorphisme. Cette foliation a, dans la partie Nord du Mont-Rose, un pendage faible

(10 à 30° en moyenne) vers le NW, du aux replissements tardifs (Milnes et al. 1981).

□ Orthogneiss : une seule foliation est matérialisée dans les orthogneiss et mylonites. Elle est marquée par les micas (phengite, muscovite, biotite parfois chlorite), le rubannement de la roche (rubans de Quartz, feldspaths). Les microstructures associées ont souvent une nature mylonitique.

□ Socle hercynien polymétamorphique (Principalement paragneiss et micaschistes) : on n'observe généralement qu'une foliation, souvent rétromorphique (chlorite), matérialisée par les micas et les rubans de quartz. Lorsqu'il existe des plis de petite échelle une deuxième foliation peut-être plan axial (fig. 4). Cette S_2 est parallèle à S_1 dans les flancs. La foliation observée couramment est donc composite, S_{1-2}. Cette foliation est clairement alpine = - accordance avec la foliation dans les orthogneiss ; - foliation plan axial de plis affectant des filons microgranitiques ou aplitiques ; - minéraux alpins définissant la foliation (Klein 1978).

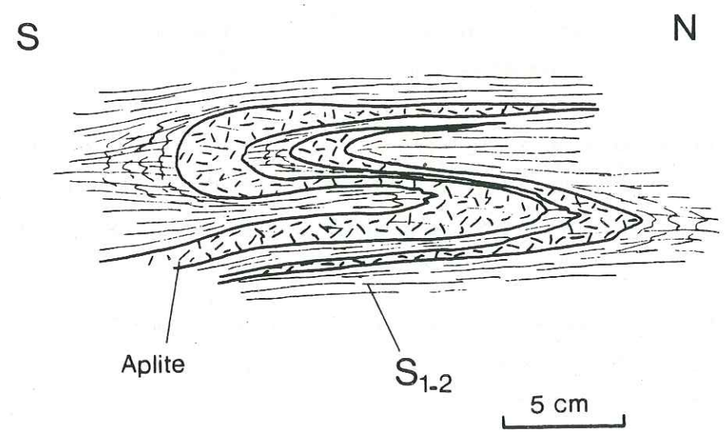


Figure 4 : plis P_2 dans les micaschistes de l'unité de Portjengrat.

La foliation hercynienne, probablement présente dans la totalité du socle (hormis les granités) a donc été totalement oblitérée ou transposée lors de la tectonique alpine.

□ Roches de couverture : (Schistes, quartzites, marbres ...) : dans les séries bien litées du trias (quartzites ...), très plissées, il est courant d'observer deux foliations : distinctes dans les charnières P_1 où la foliation S_1 est replissée et plan axial. Ailleurs, dans les flancs des plis, il n'existe qu'une foliation majeure, composite, S_{1-2}. Ces deux foliations sont de même nature et définies par l'allongement et les clivages des micas (Phengite) et les rubans minéraux déformés (Quartz, calcite). Dans les schistes on n'observe qu'une foliation parallèle à la S_{1-2} ci-dessus, et plan axial des plis.

B.2. - Linéations d'allongement

□ La foliation décrite ci-dessus porte généralement une linéation d'allongement (L_1). Cette linéation est plus ou moins bien définie suivant la nature des roches affectées par la déformation : elle peut-être marquée par :

- l'allongement ou l'étirement d'objets antétectoniques (galets, porphyroclastes),
- la cristallisation orientée de minéraux lors du métamorphisme accompagnant la déformation.

□ Orthogneiss et mylonites : la linéation d'allongement est très bien exprimée : **allongement des rubans de quartz ou feldspaths, boudinage et étirement des feldspaths, queues de cristallisation allongées, micas allongés** lors de la cristallisation ou déformés.

□ Micaschistes et paragneiss : en l'absence de marqueurs, la linéation d'allongement est souvent peu visible. Lorqu'elle existe elle est marquée par :

- **les cristaux allongés** des porphyroblastes (Albite) et des micas ;
- **l'étirement des grenats** précoces et des **queues de cristallisation** ;
- **l'allongement des rubans de quartz déformés.**

A plus grande échelle, on peut observer un boudinage des niveaux compétents traduisant une extension parallèle à L_1 (par ex. dans la Furg zone, figure 58).

□ Roches sédimentaires : on observe la linéation d'allongement sur la foliation composite S_{1-2}. En fait elle est exprimée aussi bien sur S_1 (dans les charnières P_1) que sur S_2, et de même direction. Elle est matérialisée par :

(1) **l'allongement ou l'étirement de galets** : galets de quartz dans les conglomérats (spectaculaires, par ex. à Gornergratt, public. 2) ;
- galets dolomitiques ou calcaires dans les marbres (déformés et tronçonnés).

(2) **l'allongement des cristaux de micas** (phengites) en particulier dans les quartzites.

(3) **l'étirement des porphyroclastes** (grenats, feldspaths ...) et **l'allongement des zones abritées.**

(4) **l'orientation préférentielle de forme des minéraux déformés** : - quartz dans certains quartzites présentant une texture en rubans de grains allongés ; - calcite dans les marbres.

(5) l'allongement des **rods** de quartz

(6) **Un boudinage** des niveaux compétents (lits dolomitiques dans les marbres ...).

➧ **Ces linéations sont donc à la fois définies par :**
- **un allongement des objets (grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie) ;**
- **un étirement et un boudinage ;**
- **des minéraux allongés (cristallisation orientée).**

B.3. - orientation des linéations d'allongement

□ Les différents types de linéations d'allongement (étirement, cristallisations minérales ...) sont parallèles dans le même échantillon.

□ Les linéations d'allongement définies dans les différents types de roches sont parallèles entre elles à l'échelle de l'affleurement ou de la carte.

➧ **Une carte synthétique des linéations d'allongement dans la partie Nord du Mont-Rose est présentée ci-contre** (fig. 5). Plusieurs cartes de détail sont intégrées dans la suite de ce mémoire.

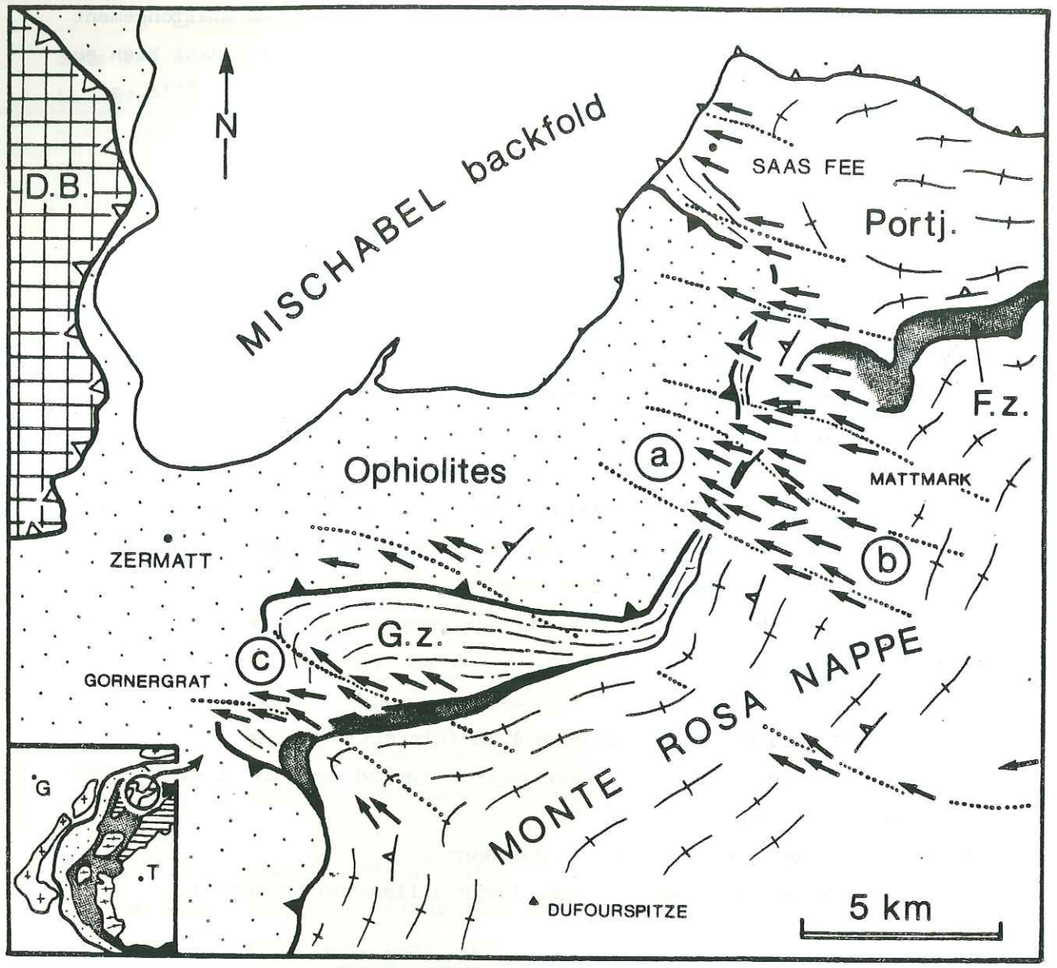


Figure 5 : Carte synthétique des linéations d'allongement dans la partie Nord de la nappe du Mont-Rose. Les flèches indiquent le pendage des linéations; les pointillés représentent les trajectoires de linéation. a, plis en fourreau (Mattauer 1981, et chap. suivant); b, orthogneiss et mylonites, réseaux de zones de cisaillement (Publication 1); c, couverture intensément déformée (Publication 2).

□ Les directions des linéations d'allongement varient peu. Elles sont constantes dans les différentes unités tectoniques, et entre ces unités.

➧ Leurs directions sont en moyenne WNW-ESE. Les variations sont assez faibles et non systématiques (N270 à N320).

□ Dans la partie Est de la nappe du Mont-Rose (Villadossola), la foliation est replissée dans l'antiforme tardif de Vanzone (Laduron 1976, Laduron et Merlyn 1974). Elle est subverticale. Dans cette zone la linéation d'allongement, observée dans les orthogneiss, est associée à une déformation très intense. Elle est subhorizontale dans la foliation de direction N070 (fig. 6). Dans tous ce secteur on observe une telle direction (de N060 à N090) pour les linéations d'allongement (Reinhardt 1966, Cobbold 1979).

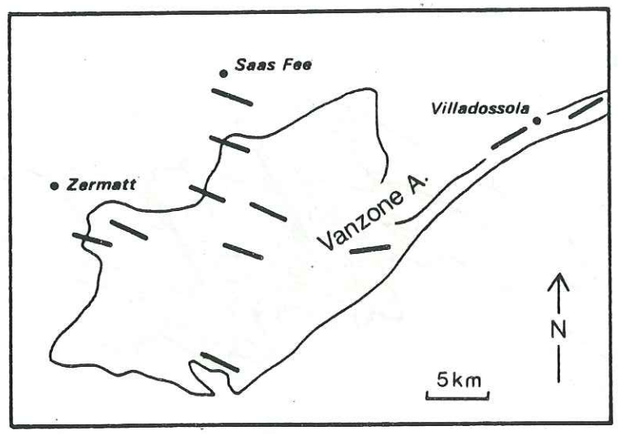


Figure 6 : Allure des linéations d'allongement dans la nappe du Mont-Rose ; dans la partie Est (Villadossola) leur direction est ENE-WSW.

C/ - LE PLISSEMENT

C.1. - Différentes phases.

□ Deux phases de plissement sont associées à la déformation ductile pénétrative affectant l'ensemble des roches. Elles sont bien exprimées dans les roches mésozoïques dans lesquelles la stratification S_0 et S_1 sont elles-mêmes replissées par les plis P_2. Dans les micaschistes et paragneiss du socle, ces plis sont moins bien exprimés, les deux phases sont observées (Klein 1978). Par contre

dans les orthogneiss, on n'observe que de rares plis P_1, très isoclinaux, affectant des filons (microgranite, aplite, pegmatite). La foliation (gneissique ou mylonitique) n'est presque jamais replissée, sauf dans les microplis d'entrainement (mylonites).

□ Une ou deux phases tardives de plissement sont associées au "plissement en retour" (vergence rétro). Ces phases sont principalement exprimées au voisinage du pli du Mischabel (Klein 1978, Müller 1983). Ces plis replissent la foliation S_{1-2} ainsi que les linéations d'allongement liées à la déformation majeure. La déformation associée est généralement faible, les plis ont un style en chevrons ou en kinks. C'est souvent ces phases tardives, peu significatives par rapport à la déformation ductile antérieure, qui ont été le mieux étudiées (par ex. Milnes et al., 1981 ; Müller 1983).

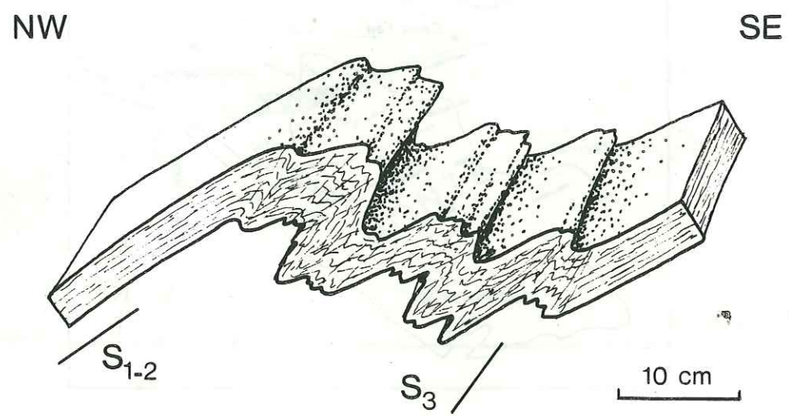


Figure 7 : Plis tardifs à vergence sud, axe de direction N55. (Serpentinites, zone de Zermatt-Saas Fee).

C.2. - LE PLISSEMENT ASSOCIE A LA DEFORMATION MAJEURE

C.2.1. - Microstructures

□ La forme et la géométrie des plis P_1 et P_2 sont comparables. Les plis 1 replissent la stratification So (dans les marbres, quartzites ...) ou bien des filons (aplite dans les micaschistes) une foliation S_1 est plan axial de ces plis. Les plis 2 sont les plus courants. Ils replissent à la fois les marqueurs antérieurs (stratification), la foliation S_1 qui est généralement parallèle à la stratification, ainsi que le rubannement tectonique parallèle à S_1 (marbres).

Suivant la nature des roches, la nouvelle foliation S_2 est plus ou moins bien exprimée : dans les charnières P_2 , on peut observer 2 schistosités (toutes deux frustes) dans les quartzites, alors que dans les schistes, S_1 est totalement oblitérée, seule S_2 est visible.

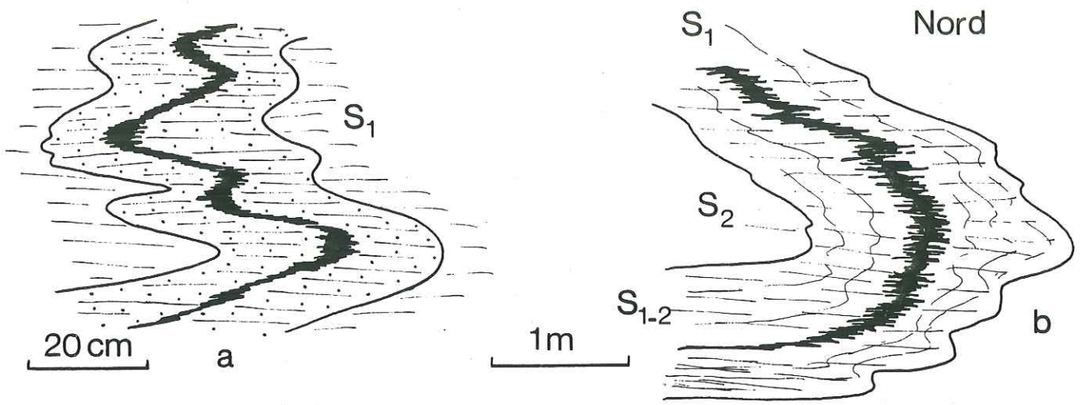


Figure 8 : Aspect des foliations S_1 et S_2. a : charnière P_1 (microplis dans la charnière du grand pli en fourreau) ; b : plis P_2 replissant la S_1. (Quartzites, Hangende Gletscher près du Fluchthorn 3790 m, Mattmark).

□ Les plis sont généralement isoclinaux avec des flancs très étirés (fig. 8a). Il existe parfois des plis, clairement associés à la même déformation, à plan axial plus raide et beaucoup moins étirés.

➧ Les axes des microplis sont le plus souvent rectilignes à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement. **ILS SONT TOUJOURS PARALLELES A LA LINEATION D'ALLONGEMENT** définie par différents marqueurs et reliée à la même déformation. Ils ont une direction en moyenne WNW-ESE. Les plis P_1 et P_2 ont la même orientation.

Les plis sont souvent symétriques. Les rapports flanc long - flanc court permettent de déterminer un sens de déversement apparent :

- la majorité des plis a un sens de déversement vers le sud ;
- néanmoins, on peut observer des sens de déversement opposés sur un même échantillon ou affleurement (fig. 9). Il existe des structures en "champignons".

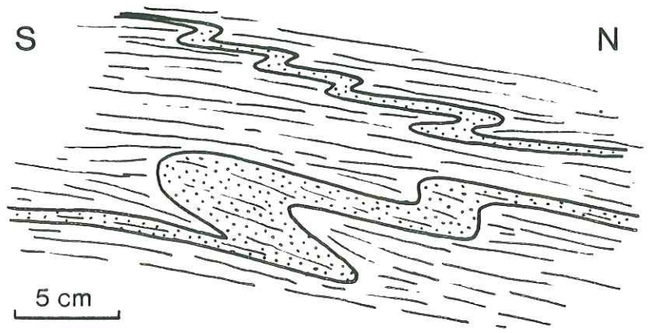


Figure 9 : Microplis en section perpendiculaire à L_1, les plis ont des sens de déversement opposés. (Micaschistes, unité de Portjengrat).

□ Il existe des **plis en fourreau** (Quinquis et al. 1978 ; Faure et malavieille 1980 ; Quinquis et Cobbold 1980). Ce type de plis est assez rare dans la région étudiée ; nous en avons observé par exemple dans les calcschistes (schistes lustrés) du Hangende Gletscher Joch, dans les micaschistes de la zone du Stokhorn (Gornergrat) où des filons de quartz sont plissés et les axes curvilignes (fig. 10).

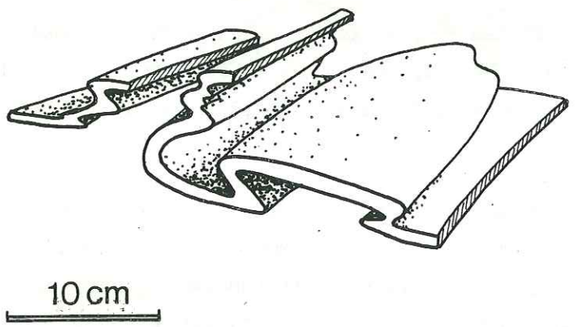


Figure 10 : Microplis en fourreau dans les micaschistes de la zone de Stockhorn.

De plus il existe en section perpendiculaire à L_1 des <u>microstructures "oeillées"</u>, apparemment monophasées (une seule foliation ; impossibilité de définir des phases superposées de façon logique). Ces structures représentent probablement des sections perpendiculaires à l'axe de **plis en fourreau allongés parallèlement à L_1**.

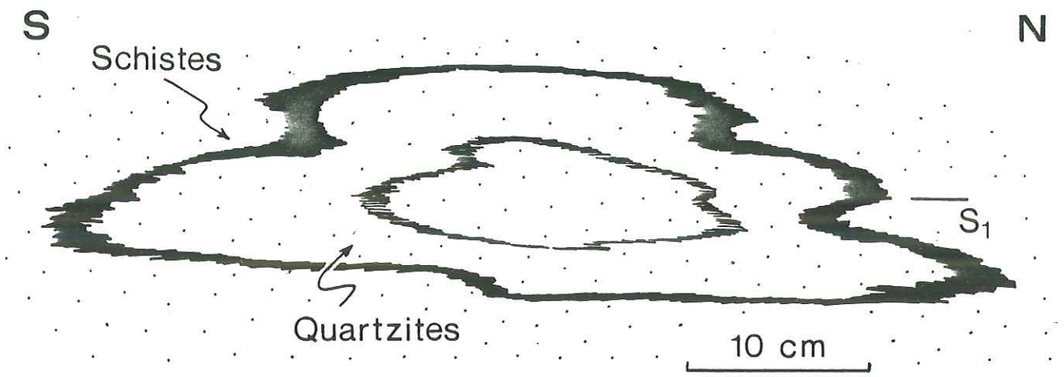


Figure 11 : Microstructures "oeillées" en section perpendiculaire à L_1.

C.2.2. - <u>GRANDES STRUCTURES</u>

Dans la région de Mattmark les roches mésozoïques de la Gornergratt zone sont affectées par de spectaculaires plis de grande échelle. Ces plis sont bien exposés dans les falaises de Schwarzberg entre le Strahlhorn et Mattmark (fig. 12). Ils sont reliés à la déformation majeure (phases 1 et 2).

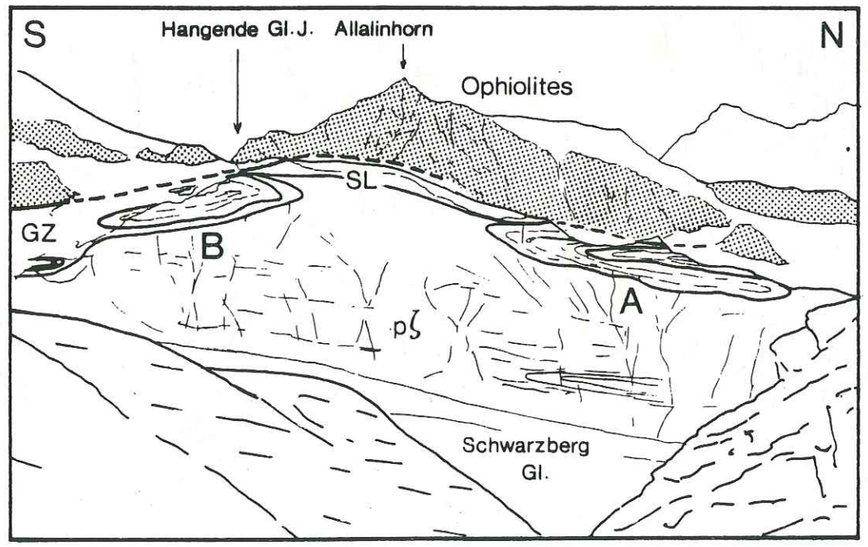


Figure 12 : Panorama de la falaise de Schwarzberg (Mattmark). A et B , plis étudiés. GZ : Gornergrat zone (mésozoique); SL : schistes lustrés; p ζ : paragneiss; en grisé : ophiolites.

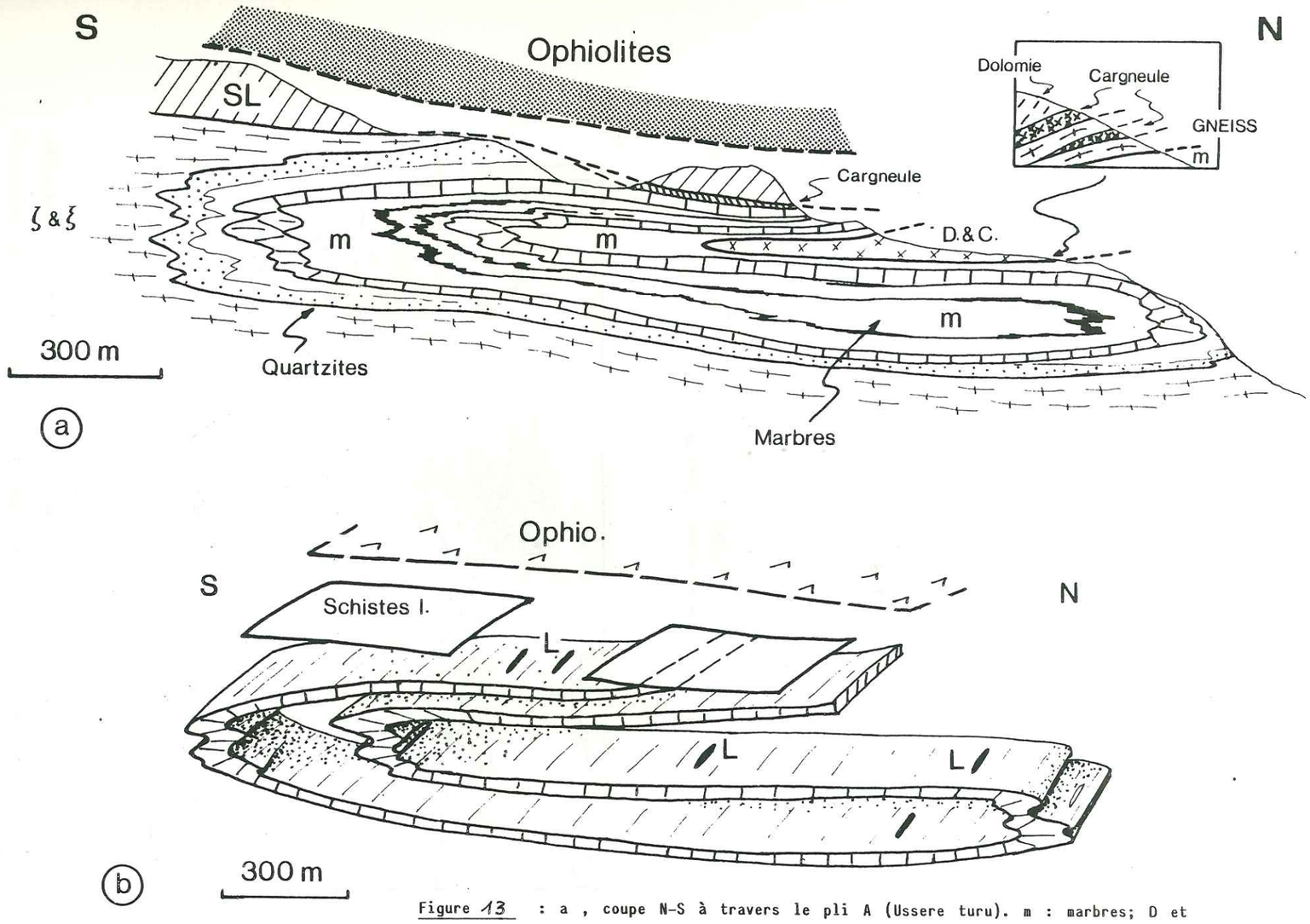


Figure 13 : a , coupe N-S à travers le pli A (Ussere turu). m : marbres; D et C : dolomies et cargneules.

b , bloc diagramme des structures observées : pli isoclinal replissé. Les axes de plis ont une direction N290° à N320°. Les linéations d'allongement est parallèle aux axes de plis.

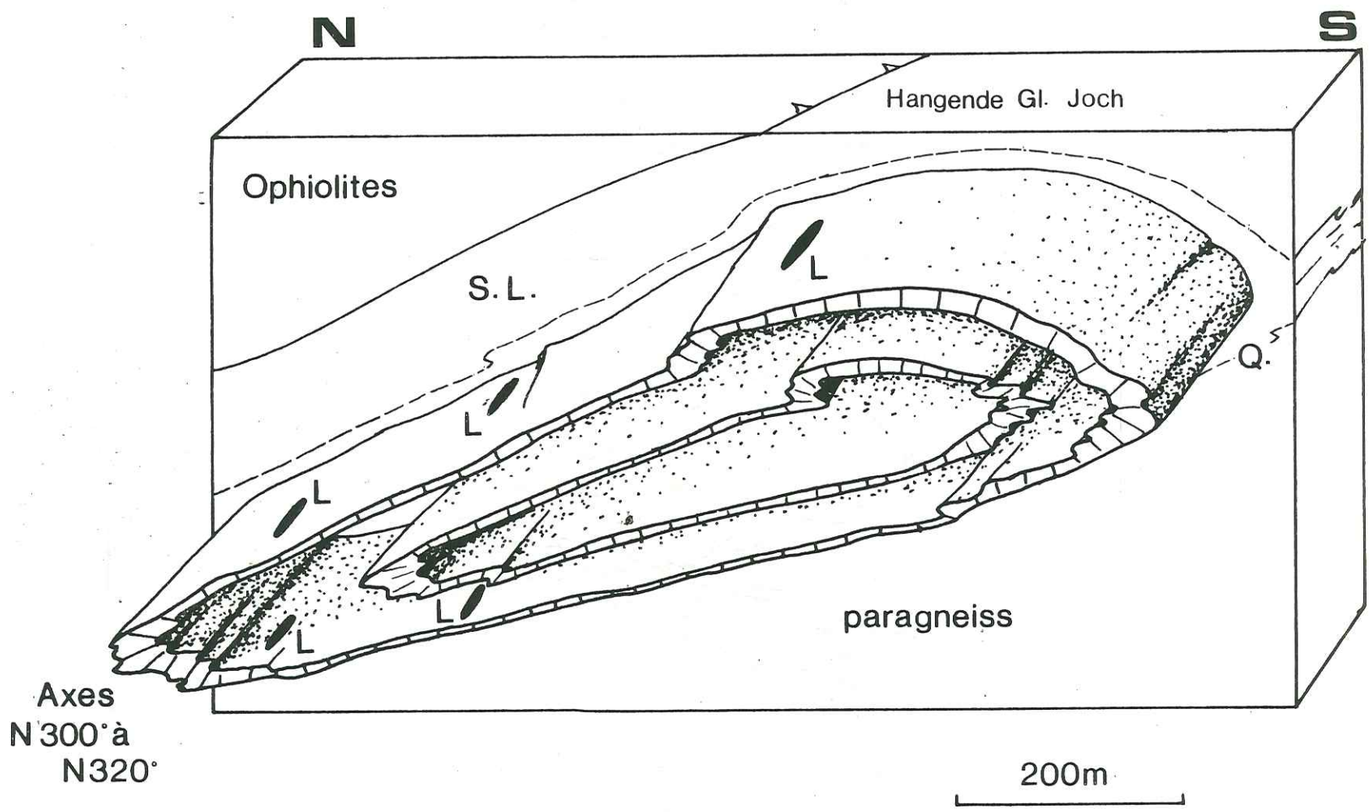


Figure 14 : Bloc diagramme représentant le pli B : les marbres et les quartzites (trias) dessinent une structure "en oeil" de dimension kilomêtrique . Les axes de plis (charnières S et N) et les linéations d'allongement ont une direction N300° à N320° . SL : schistes lustrés; Q : quartzites.

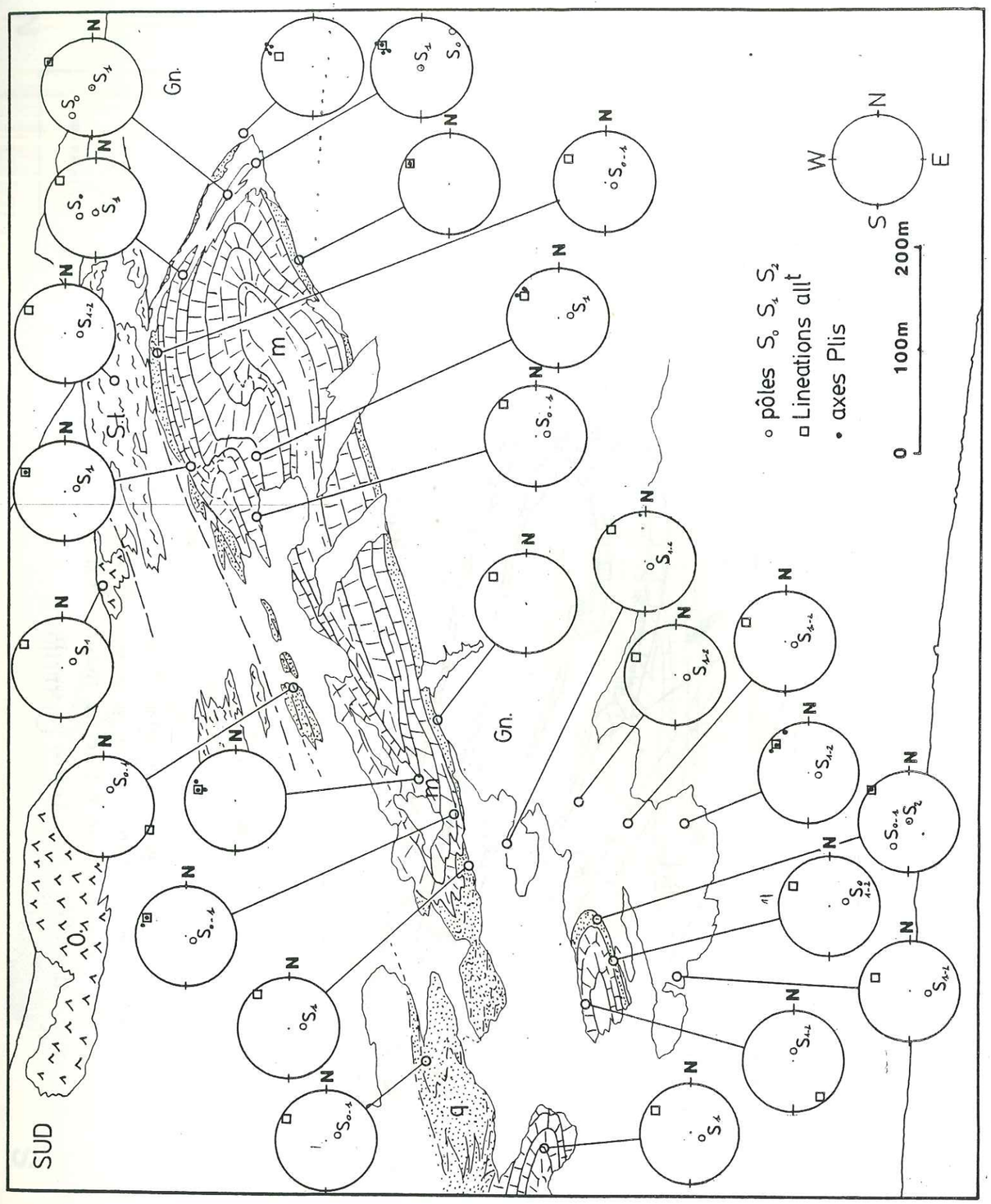


Figure 14 bis : Données structurales (schistosités, linéations, axes de microplis) sur le pli B (Hangende Gletscher). Les diagrammes (Schmidt, hémisphère inférieur) sont dans le plan horizontal, le Nord à droite (c.a.d. orientés subparallèlement à la falaise).

- m., marbres; q., quartzites; Gn., paragneiss; S.l., schistes lustrés (calcschistes); O., Ophiolites.

□ Les axes de ces plis ont une orientation WNW-ESE, de même direction que la linéation d'allongement et les microplis.

- le pli A (au Nord) a une géométrie complexe et "polyphasée" : pli isoclinal replissée (fig. 13). Un contact tectonique précoce, jalonné d'écailles de gneiss et de cargneules est replissé dans son coeur.

- le pli B (au Sud) a une forme en "oeil" (fig.14) Ses charnières Sud et Nord sont bien exposées ; leurs axes sont subparallèles et de direction WNW-ESE. De nombreux petits plis en fourreau lui sont associés (zones de charnière).

- D'autres plis, de plus petite échelle, de même direction et même style sont associés à ces structures.

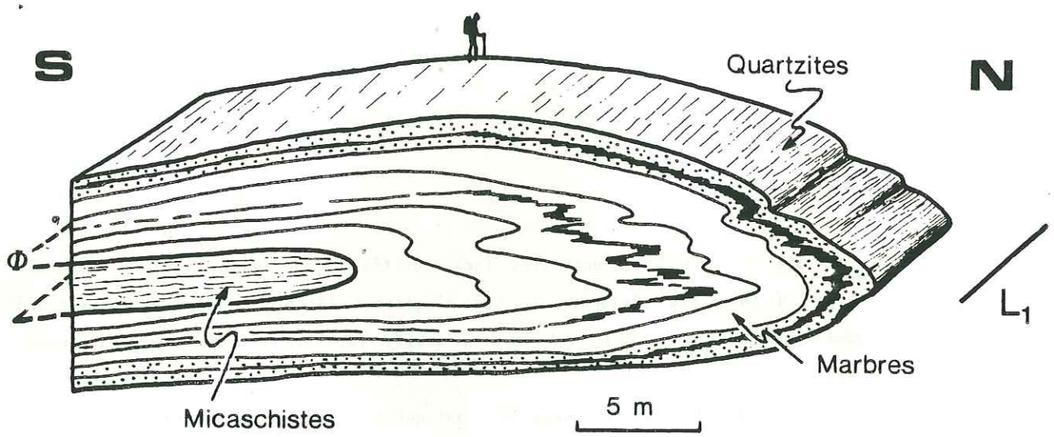


Figure 15 : plis 2 d'échelle décamétrique ; un contact tectonique (Φ) est replissé. (Mangende Gletscher).

□ M. Mattauer (1981) a proposé d'interpréter la formation de ces structures dans un contexte de déformation progressive cisaillante intense. Les observations sur les mécanismes de déformation, développées plus loin, montrent que la linéation d'allongement est subparallèle à la direction de cisaillement dans un régime de déformation progressive cisaillante. Dans ce contexte, nous interprétons le pli A ("oeil") comme une section perpendiculaire à l'axe d'un **grand pli en fourreau kilométrique.** Les autres plis, parallèles à L_1, se sont probablement formés durant cette déformation progressive ("plis a", voir discussion finale).

LA DEFORMATION ALPINE DANS LES ROCHES DU SOCLE HERCYNIEN, NAPPE DU MONT-ROSE

Gneissification et mylonitisation dans un contexte cisaillant, caractères et mécanismes de déformation

□ Les roches du socle hercynien, constitué principalement de micaschistes, paragneiss et granites, forment la nappe du Mont-Rose au sens strict (Bearth, 1952). Elles ont été intensément déformées lors de la tectonique alpine et transformées par le métamorphisme associé (Bearth 1974, Monié 1984). Pratiquement aucune structure hercynienne ne semble reconnaissable. Les granites (tardihercynien ou permien), transformés en orthogneiss et mylonites, présentent de très belles structures et microstructures. L'étude de ces roches est très profitable pour la compréhension des mécanismes de déformation : en effet, elles constituent des massifs de roches compétentes et homogènes, non déformées avant la tectonique alpine. **La déformation de ces massifs orthogneissiques ainsi que les microstructures observées dans ces roches seront donc particulièrement représentatives de la (ou des) déformations alpines majeures, synmétamorphiques.** De plus, l'absence d'anisotropie antétectonique (comme une stratification dans des roches sédimentaires, ou bien une foliation antéalpine dans les micaschistes hercyniens) ainsi que la relative homogénéité des massifs d'orthogneiss, permettent de relier assez facilement la déformation pénétrative observée aux mécanismes tectoniques régionaux : par exemple, elle ne sera pas perturbée par des replissements successifs.

□ Je me suis donc attaché principalement à l'étude de la déformation dans ces orthogneiss. En relation avec cette étude, P. Monié a effectué plusieurs datations radiochronologiques (^{39}Ar-^{40}Ar), les âges obtenus sont généralement à relier à la déformation observée (Monié, 1984).

□ Dans les micaschistes et paragneiss hercyniens repris par la tectonique alpine, l'analyse de la déformation est beaucoup moins significative. Néanmoins, ces roches sont plus favorables à l'étude des relations métamorphisme-déformation. Je décrirai donc rapidement à la fin de ce chapitre, la déformation de ces roches qui apparait en partie tardive (relations métamorphisme/déformation, microstructures).

A/ - LA DEFORMATION ALPINE DES GRANITES HERCYNIENS ; CARACTERISTIQUES DE LA DEFORMATION ET ETUDE MICROTECTONIQUE

□ A une échelle kilométrique, les massifs orthogneissiques de la nappe du Mont-Rose montrent deux types d'associations de structures caractéristiques de zones particulières :

- zones où la déformation est très hétérogène. Elle se localise dans des **zones de cisaillement**, matérialisées par des bandes de mylonites, qui découpent le granite non déformé. Ces zones où la déformation est hétérogène paraissent former des lentilles moulées par les orthogneiss massifs (voir ci-dessous). Ce type de déformation est bien exposé sur la rive gauche du lac de Mattmark ainsi que dans le secteur de la cabane du Mont-Rose au-dessus de Zermatt (fig. 16) Sa description fait l'objet de la publication présentée plus loin (publication 1).

- zones où la déformation est relativement homogène. Elles constituent la grande masse des granites déformées. Elles sont formées **d'orthogneiss massifs**, souvent recoupés par des bandes de mylonites, d'épaisseur décimétrique à métrique, sub-parallèles à la foliation gneissique encaissante. La déformation est toujours très pénétrative, intense ; on n'observe pas de zones non déformées.

□ Dans un même secteur, les mécanismes et conditions de déformation dans les orthogneiss (zones de type 2) et les zones de cisaillement (type 1) sont de même nature = il semble donc que les zones du type 1 (déformation très hétérogène, présence de granite non déformé) représentent des lentilles moins déformées inclues dans les zones orthogneissiques (type 2). Les mécanismes de déformation étant identiques dans les orthogneiss et dans les zones de cisaillement, je me suis principalement attaché à une étude fine, à différentes échelles, de ces dernières. Elles présentent en effet plusieurs avantages :

- possibilité d'observation de la déformation progressive du granite, formation de zones mylonitiques ;
- les sens de cisaillement sont généralement connus, ce qui permet de replacer les caractères et les microstructures observées dans un cadre bien déterminé ;

de plus, les structures dans ces zones sont particulièrement spectaculaires et méritaient une description détaillée.

A.1./ - CARACTERES DE LA DEFORMATION DANS LES ZONES A DEFORMATION HETEROGENE

□ Les structures décrites dans la publication ci-dessous ont été observées dans une zone couvrant approximativement 1 km^2, sur la rive gauche du barrage de Mattmark (Figure 17).

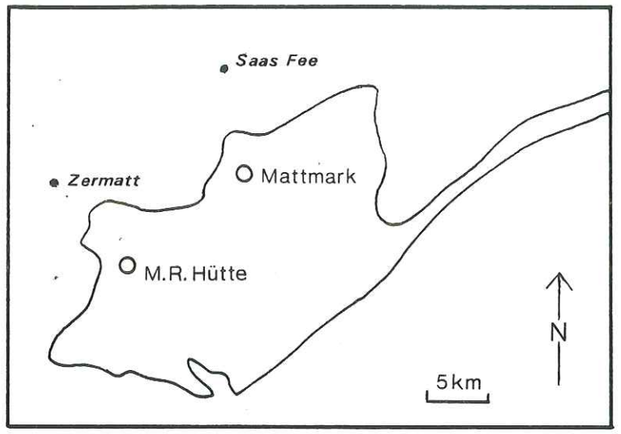


Figure 16 : Situation des zones de cisaillement étudiées.

□ Un même type de déformation peut-être par exemple observé près de la cabane du Mont-Rose (Monte Rosa Hütte).

Publication 1

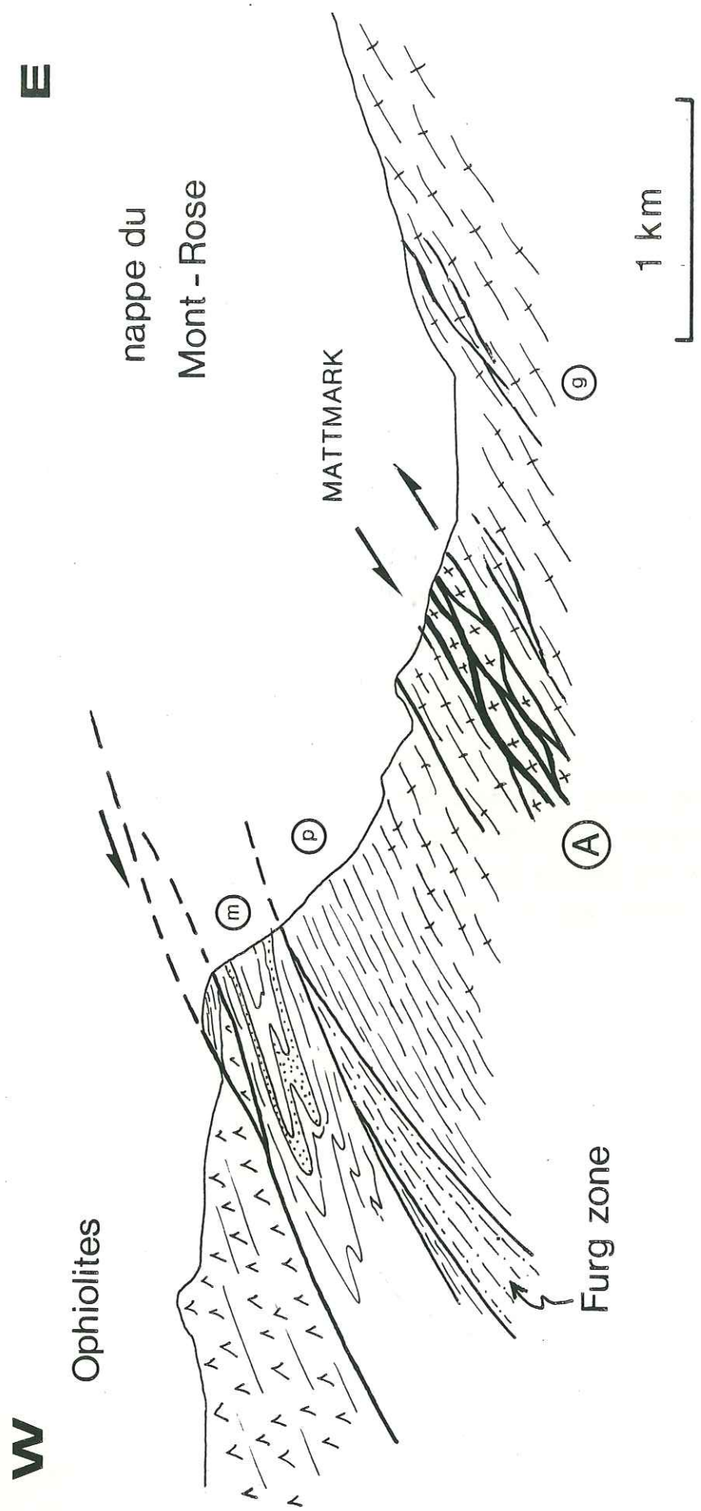


Figure 17 : Situation des zones de cisaillement étudiées (publication 1) sur une coupe schématique de la région de Mattmark. A. zones de cisaillements ; g. orthogneiss massifs ; p. paragneiss (permo-carbonifère) ; m. roches mésozoïques formant la couverture paraautochtone de la nappe.

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 296 (14 mars 1983) Série II — 777

TECTONIQUE. —.*Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont-Rose dans la vallée de Saas (Suisse).* Note (*) de **Robin Lacassin,** présentée par Jean Aubouin.

Dans les granites de la nappe du Mont-Rose la déformation alpine, très hétérogène, est principalement caractérisée par des réseaux de « shear-zones » anastomosées. Cette déformation se traduit par la gneissification des granites et la formation de bandes de mylonites. Elle est reliée à un contexte général de cisaillement ductile chevauchant vers le NW.

TECTONICS. — Heterogeneous Shear in the Monte-Rosa Nappe Granite, Saas Valley (Switzerland).

In the Monte Rosa nappe granites, the alpine deformation is very heterogeneous. It is mainly characterized by anastomosed shear-zone networks and produces orthogneissic rocks and mylonite bands. We attempt to interpret this deformation in terms of a bulk shear context with a NW sense of thrusting.

La nappe du Mont-Rose (*fig.* 1) [1], dans la zone interne des Alpes suisses, est principalement constituée d'un socle hercynien (gneiss, micaschistes, granites) et de roches volcano- sédimentaires d'âge permo-carbonifère ([2] et [3]). L'intense déformation alpine, synmétamorphique, du socle et de sa couverture mésozoïque (mégastructures) est classiquement décrite comme résultant de phases de plissement superposées, principalement à vergence Sud (plis en retour) ([4] et [5]). Néanmoins Mattauer [6] a récemment interprété certaines de ces structures comme des plis en fourreau kilométriques, allongés parallèlement à une linéation d'étirement NW-SE, et affectant les séries de couverture dans la région de Mattmark.

L'événement métamorphique majeur, caractérisé dans les ophiolites de la zone Zermatt Saas-Fee, est du type HP/BT, il débute à la fin du Crétacé et a une durée indéterminée [7]. Il est suivi à la fin de l'éocène par une phase, de moindre intensité, du type BP/HT [7].

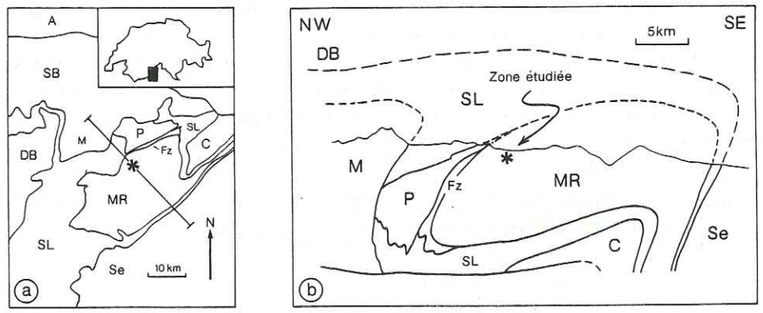


Fig. 1. — *a*, schéma tectonique de la région du Mont-Rose; *b*, coupe simplifiée de la nappe du Mont-Rose (d'après [3], [4] et [5]). Différentes unités : SB, nappe du Grand Saint-Bernard (M : pli en retour du Mischabel); MR, nappe du Mont-Rose; P, Portjengratt; FZ, Furg zone; C, Camughera-Moncucco; DB, Dent Blanche; Se, Sezia; A, massif de l'Aar; SL, schistes lustrés et ophiolites (zones de Zermatt-Saas, du Combin et d'Antrona).

Fig. 1. — *a, tectonic map of the Monte-Rosa area; b, simplified section of the Monte-Rosa nappe (from* [3], [4] *and* [5]). *Different units: SB, Grand Saint-Bernard nappe (M: Mischabel backfold); MR, Monte-Rosa nappe; P, Portjengratt; FZ, Furg zone; C, Camughera-Moncucco; DB, Dent Blanche; Se, Sezia; A, Aar massif; SL, "schistes lustrés" and ophiolites (Zermatt-Saas, Combin and Antrona zones).*

Nous présentons ici les premiers résultats (macrostructures) sur la déformation du granite du Mont-Rose (zone de Stelli [3] et [5]) sur la rive W du barrage de Mattmark (Carte Nat. Suisse, feuille 1329 Saas, point côté 2 238 m). L'analyse de la déformation à l'échelle microscopique sera présentée par ailleurs.

La déformation du granite. — Le matériel granitique a subi une mylonitisation progressive conduisant à la formation d'une association de structures caractéristique ([8] et [9]). On observe successivement : (*a*) le granite isotrope (macroscopiquement non déformé) ; (*b*) des gneiss œillés (foliation irrégulière, proportion de matrice faible, les porphyroclastes restent de grande taille) ; (*c*) des gneiss mylonitiques (foliation bien exprimée, proportion de matrice importante, la taille des porphyroclastes diminue mais leur nombre reste élevé) ; (*d*) des mylonites à ultramylonites (très bien foliées, constituées d'une matrice fine incluant quelques porphyroclastes de taille réduite).

La fabrique de forme des gneiss et des mylonites est du type tectonique LS [10]. La foliation est matérialisée par les micas, l'aplatissement des feldspaths et des rubans de quartz ; dans cette foliation, une linéation minérale et d'allongement est marquée par l'allongement des feldspaths, des cristallisations en zones abritées, des rubans de quartz et des amas de biotite.

Organisation des bandes mylonitiques. — Nous appelons « bandes mylonitiques », une zone planaire, constituée de roches déformées passant progressivement des gneiss œillés aux mylonites.

Cartographiquement, les bandes mylonitiques, longues d'une centaine de mètres et d'une épaisseur comprise entre 0,5 et quelques mètres, forment un réseau anastomosé (*fig.* 2). Elles encadrent des lentilles de granite peu ou pas déformé (« phacoïdal structure ») [8]). On observe très souvent, entre deux bandes majeures, des relais constitués de bandes mylonitiques plus petites. Dans une même bande la zone la plus déformée est souvent légèrement sécante sur la foliation gneissique encaissante. Les bandes mylonitiques sont parfois localisées sur des niveaux leucocrates, constituant sans doute des hétérogénéités rhéologiques antérieures à la déformation [11].

La foliation mylonitique, de direction en moyenne NS, a un pendage variable vers l'W (entre 10 et 70°) (*fig.* 3). La linéation d'allongement, L, de direction moyenne N 120, présente des variations non systématiques assez importantes (de N 90 à N 140) par exemple à l'intérieur d'une même bande mylonitique (*fig.* 3). Son pitch dans la foliation est proche de 90° (± 30).

A une échelle métrique, on retrouve une organisation en bandes anastomosées d'une dizaine de centimètres d'épaisseur se relayant entre elles (*fig.* 4).

Explication de la Planche

Fig. 2. — Bandes mylonitiques anastomosées dans le granite de Mattmark : carte des structures tectoniques.

Fig. 2. — Anastomosed mylonite bands in the Mattmark granite: map of tectonic structures.

Fig. 3. — Carte des foliations et linéations. Dans le diagramme de Schmidt (hémisphère inférieur), les flèches représentent les linéations d'allongement, les points, les pôles de la foliation mylonitique.

Fig. 3. — Foliations and lineations map. In the Schmidt net (lower hemisphere), the arrows represent the stretching lineations, the black dots, the poles of the mylonitic foliations.

Fig. 4. — Coupe de petites bandes mylonitiques, plan perpendiculaire à la linéation d'allongement dans les mylonites (L_m) (légende voir *fig.* 2).

Fig. 4. — Small mylonite bands, cross section normal to the stretching lineation in the mylonites (L_m).

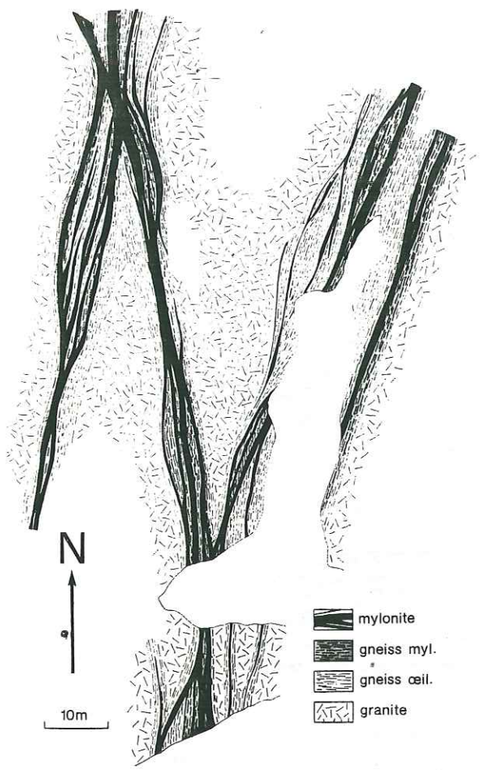


Fig. 2

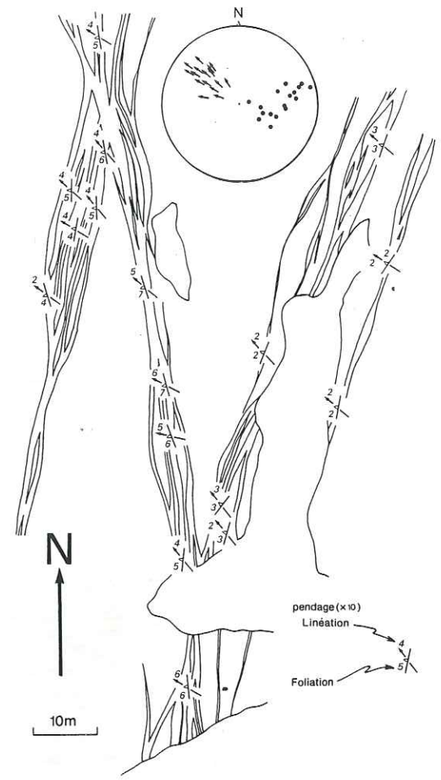


Fig. 3

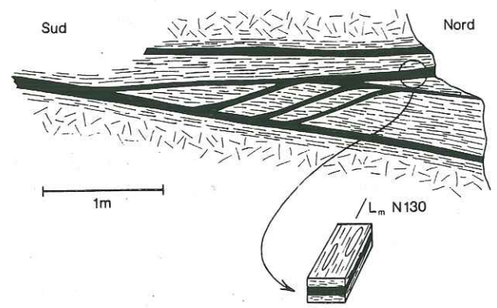


Fig. 4

DÉFORMATION ROTATIONNELLE, DIRECTION ET SENS DE CISAILLEMENT. — Les travaux récents ([9], [12] et [13]) s'accordent sur la formation des roches mylonitiques en régime de déformation rotationnelle. Les bandes mylonitiques correspondent à des zones de cisaillement ductile [14]. La foliation mylonitique est subparallèle au plan de cisaillement; la linéation d'allongement est proche de la direction de mouvement.

Dans le secteur étudié, la disposition sigmoïde de la foliation, caractéristique des zones de cisaillement [14], ne s'observe que rarement. Ceci peut être dû à un découplage entre le matériel non déformé et la zone mylonitique, responsable de la réduction ou de l'inexistence des termes peu déformés. Lorsqu'il a été observé, l'aspect sigmoïde suggère toujours, en section parallèle à L, un cisaillement dirigé vers le NW. Perpendiculairement à L, de faibles mouvements vers le NE ou le SW ont été observés dans les zones de relais (*fig.* 4).

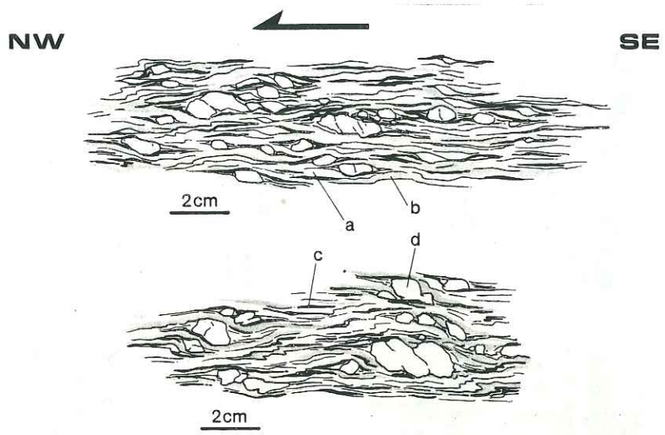


Fig. 5. — Aspect de la déformation en section parallèle à la linéation d'allongement. *a*, rubans polycristallins de quartz et feldspath; *b*, rubans riches en micas; *c*, agrégats de biotite; *d*, porphyroclastes (feldspaths).

Fig. 5. — Some aspects of the deformation in a section parallel to the stretching lineation. a, quartz feldspar polycristalline ribbons; b, mica rich ribbons; c, biotitic aggregates; d, porphyroclasts (feldspars).

Les critères macroscopiques [15] témoignent également d'une déformation non coaxiale dans un plan parallèle à L (*fig.* 5) : microplis d'entraînement, zones abritées dissymétriques ([16] et [17]), déformation hétérogène et aspect sigmoïde des feldspaths [17]. Le sens de cisaillement déduit statistiquement de ces critères est toujours du SE vers le NW (*fig.* 5). Perpendiculairement à L, la déformation apparaît non rotationnelle.

CONCLUSION. — Dans le granite de Mattmark, la déformation alpine se traduit par la formation de bandes de mylonites : la déformation est localisée dans des zones de cisaillement formant un réseau anastomosé. La direction de mouvement dans les mylonites est subparallèle à la linéation d'allongement de direction NW-SE, présente par ailleurs dans toute la région. Le sens de cisaillement est constant sur l'ensemble des zones de cisaillement et dirigé vers le NW. Contrairement à des réseaux de shear-zones décris par ailleurs [18], la déformation a donc eu lieu dans un régime général de déformation non coaxiale.

Existant aussi à une échelle métrique, la disposition anastomosée des « shear-zones » semble se retrouver à une échelle supérieure (kilométrique) : en effet la zone décrite est

située entre deux zones à déformation plus homogène et apparemment plus intense. Cette similarité géométrique entre différentes échelles d'observations semble constante dans les zones mylonitiques en général [19].

Ce type de déformation (shear zones anastomosées) se retrouve dans d'autres secteurs de la nappe du Mont-Rose (par exemple autour de la Monte-Rosa hütte, carte de Zermatt).

Nous pensons donc que la majeure partie de la déformation pénétrative de la nappe du Mont-Rose s'est faite dans ce secteur, en régime cisaillant lors de mouvements tangentiels vers le NW, comme cela a été proposé pour les massifs internes des Alpes françaises [20].

(*) Remise le 28 février 1983.

[1] E. ARGAND, *Mat. Carte Geol. Suisse*, 31, 1911, p. 1-26.
[2] A. GULLER, *Eclog. Geol. Helv.*, 40, 1947, p. 39-161.
[3] P. BEARTH, *Mat. Carte Geol. Suisse*, 96, 1952, p. 1-94; *Atlas Géol. Suisse*, cartes et notices, Zermatt (1953), Saas et Monte-Moro (1957).
[4] A. G. MILNES, *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 85, 1974, p. 1727-1732; A. G. MILNES, M. GRELLER et R. MÜLLER, *J. Struct. Geol.*, 3, 1981, p. 411-420.
[5] J. A. KLEIN, *Leidse Geol. Meded.*, 51, 1978, p. 233-312.
[6] M. MATTAUER, *Comptes rendus*, 293, série II, 1981, p. 929.
[7] P. BEARTH, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54, 1974, p. 385-397.
[8] M. W. HIGGINS, *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.*, 687, 1971.
[9] T. H. BELL et M. A. ETHERIDGE, *Lithos*, 6, 1973, p. 337-348.
[10] F. J. TURNER et L. E. WEISS, McGraw Hill, New York, 1963.
[11] P. COBBOLD, *Can. J. Earth. Sc.*, 14, p. 2510-2523.
[12] R. H. SIBSON, *J. Geol. Soc. Lond.*, 133, 1977, p. 191-213.
[13] S. H. WHITE, S. E. BURROWS, J. CARRERAS, N. D. SHAW et F. J. HUMPHREYS, *J. Struct. Geol.*, 2, 1980, p. 175-187.
[14] J. G. RAMSAY et R. H. GRAHAM, *Can. J. Earth. Sc.*, 7, 1970, p. 786-812.
[15] J. L. LAGARDE, *Thèse 3e cycle*, Rennes, 1978, 164 p.
[16] J. MALAVIEILLE, A. ETCHECOPAR et J. P. BURG, *Comptes rendus*, 294, série II, 1982, p. 279.
[17] J. VAN DEN DRIESSCHE, *Thèse 3e cycle*, en préparation, Montpellier.
[18] par exemple P. CHOUKROUNE et D. GAPAIS, 9e *R.A.S.T.*, Paris, 1982, p. 140.
[19] I. ALLISON, *Abstract, Mitt. Geol. Inst. der ETH Zürich*, N.F. 239 *a*, p. 12-14.
[20] par exemple P. LAURENT et A. ETCHECOPAR, *Bull. Soc. geol. Fr.* (7), XVIII, 1976, p. 1387-1393; M. MATTAUER et P. TAPPONNIER, *Comptes rendus*, 287, série D, 1978, p. 899 et J. MALAVIEILLE et A. ETCHECOPAR, *Tectonophysics*, 78, 1981, p. 65-71.

Laboratoire de géologie structurale,
L.A. n° 266, *C.N.R.S.*, *U.S.T.L.*, 34060 *Montpellier Cedex.*

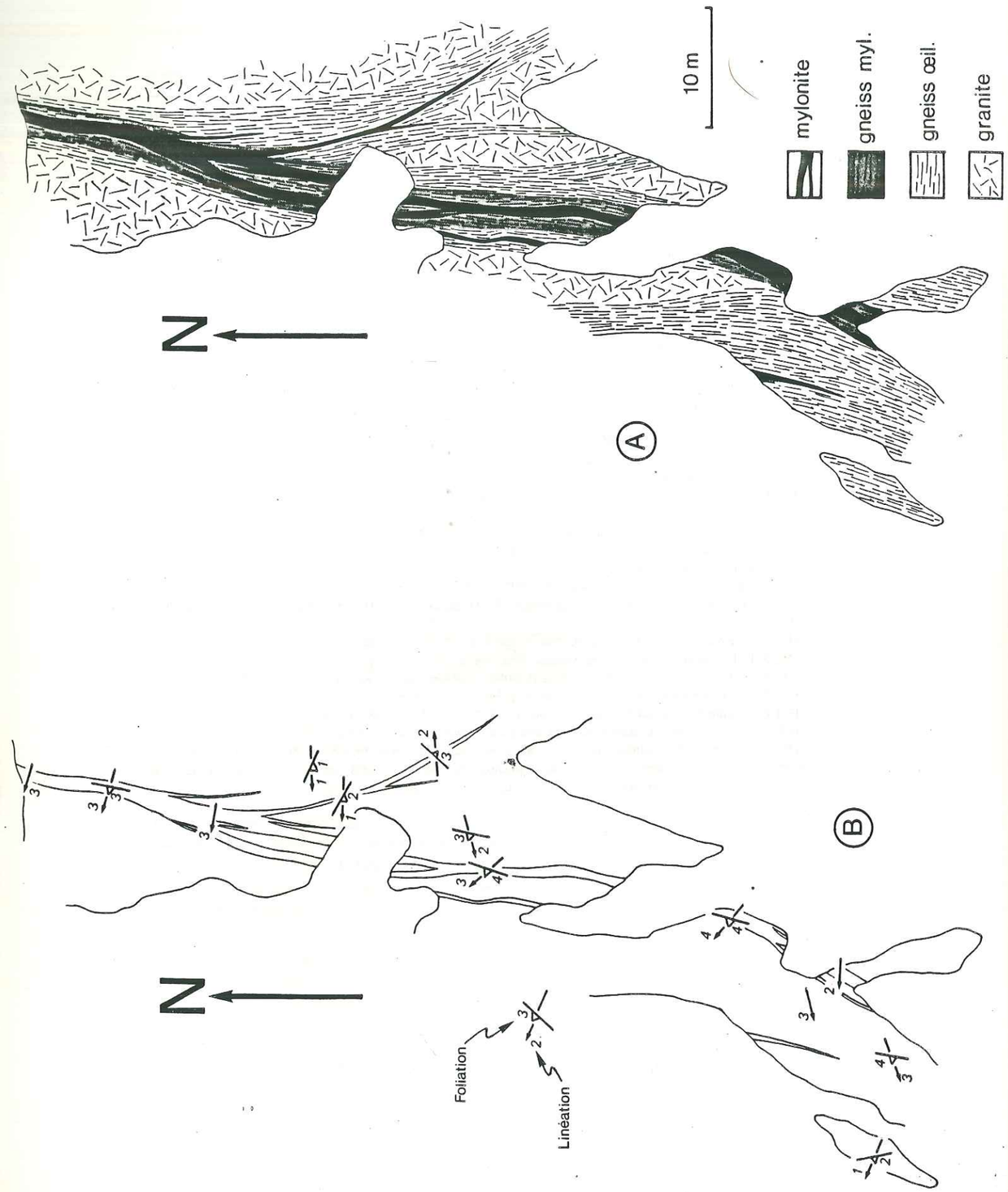


Figure 18 : Autre exemple de zone mylonitique dans les granites de la nappe du Mont-Rose (Mattmark). A. carte des faciès tectoniques : B. carte des microstructures (foliation, linéation).

□ En résumé, les zones de cisaillement et bandes mylonitiques associées forment un réseau anastomosé encadrant des lentilles de granite ou de gneiss peu ou pas déformées. L'organisation en réseau anastomosé se retrouve à différentes échelles, aussi bien à l'échelle métrique (affleurement) qu'hectométrique (carte).

A.1.1. - Organisation des zones de cisaillement, influence de l'intensité de la déformation régionale.

□ En fonction de la déformation totale du volume rocheux affecté par les zones de cisaillement, les caractéristiques des réseaux de bandes mylonitiques sont variables. Ils sont de plus en plus denses et organisés que la déformation est plus importante :

. zones intensément déformées : zones de cisaillement de Mattmark (publication 1 et fig. 18). Les bandes mylonitiques sont épaisses, les zones centrales intensément déformées (mylonites et ultramylonites) peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Hormis dans les zones de relais, elles sont relativement planaires. A l'échelle cartographique, on observe des zones mylonitiques majeures, en moyenne parallèles entre elles, de direction N-S. Ces zones sont écartées de 20 à 50 m (perpendiculairement au plan de cisaillement), elles se suivent sur une ou plusieurs centaines de mètres.

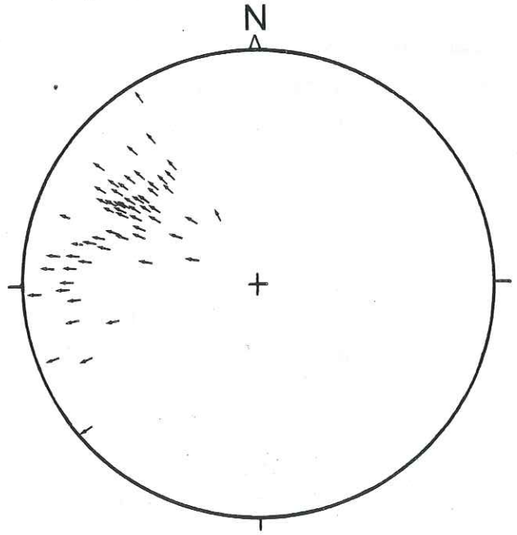


Figure 19 : Linéations d'allongement dans les zones de cisaillement de Mattmark (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur).

L'orientation et le pendage des foliations mylonitiques et des linéations d'allongement varient relativement peu. Les directions de linéation sont en moyenne WNN-ESE (Fig. 19).

. zones à déformation moins intense : dans le voisinage de la cabane du Mont-Rose (Monte-Rosa Hütte), la déformation totale du granite apparait nettement plus faible. Les zones de cisaillement ont une direction et un pendage beaucoup plus variable. Leur densité et surtout leur taille sont beaucoup plus faibles. L'épaisseur des zones de cisaillement atteint rarement 2 m, la zone centrale, mylonite, a quant à elle une épaisseur de l'ordre décimétrique. Les directions de foliations et de linéations d'allongement varient beaucoup. Par exemple, les directions des linéations d'allongement varient entre N 280 et N 340.

A.1.2. - Les extrémités de zones de cisaillement = zones de relais

□ Les zones de cisaillement, lorsque la déformation générale est intense, tendent à former une structure en bandes de déformation (Cobbold 1977 a et b) importantes et étendues par coalescence de différentes zones de cisaillement. Les différentes bandes sont reliées par des **zones de relais** qui définissent en partie le réseau anastomosé.

□ La plupart des zones de relais qui ont été observées correspondent à des terminaisons latérales de zones de cisaillement (Coward et Potts, 1983), sur lesquelles le mouvement est parallèle à la zone de relais (figure 20).

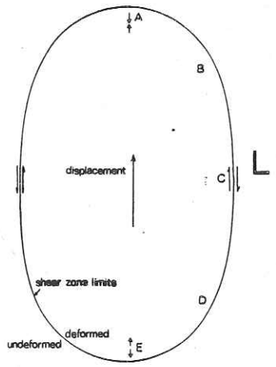


Figure 20: représentation schématique d'une zone de cisaillement à un instant donné. Sur les terminaisons latérales (L) le mouvement est décrochant (d'après Coward et Potts, 1983).

Sur des petites zones de cisaillement (épaisseur décimétrique) des zones de relais très simples ont été observés : le mouvement sur les terminaisons latérales des deux zones de cisaillement (figure 21) est transféré par une déformation pénétrative de la portion de roche comprise entre les deux zones de cisaillement (figure 21).

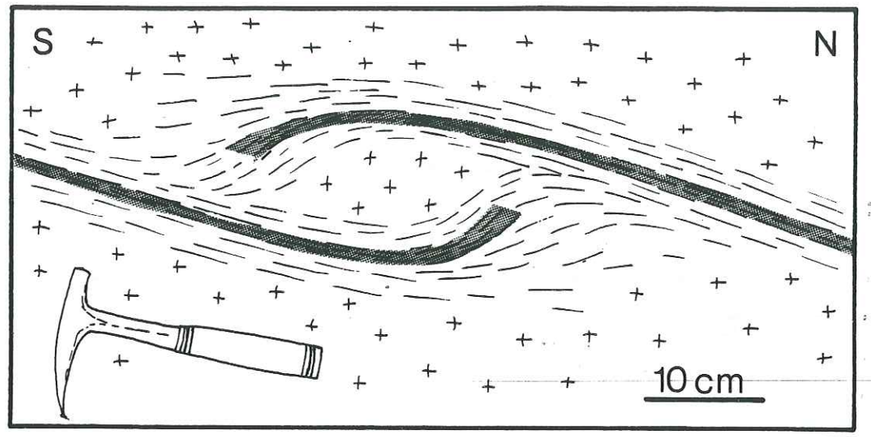


Figure 21: Exemple de relais latéraux entre zones de cisaillement. La direction de mouvement est perpendiculaire au plan de la figure

Lorsque déformation et quantité de mouvement sont plus importantes, il s'individualise dans les zones de relais, des bandes mylonitiques qui transfèrent les mouvements entre les différentes zones de cisaillement (publication 1, fig. 4).

A.1.3. - Intensité de la déformation finie et ampleur des mouvements cisaillants :

□ La mesure de la déformation finie dans les roches granitoïdes fortement déformées est très difficile en raison de l'absence quasi totale de marqueurs. Des études de la déformation finie ont été effectuées grâce à l'analyse d'enclaves déformées (Ramsay et Allison, 1979). Dans les granites étudiés dans la nappe du Mont-Rose ces enclaves s'avèrent trop rares pour être utilisées fiablement. D'autres méthodes d'analyse de la déformation finie, la méthode Fry (voir II-3), sont difficilement applicables à des roches où les porphyroclastes sont jointifs et fracturés.

□ Dans les zones de cisaillement, la réorientation de marqueurs planaires antétectoniques (Back et al., 1975), ainsi que l'angle

entre la foliation et les murs de la zone de cisaillement (Ramsay et Graham, 1970) permettent dans des cas favorables d'estimer l'intensité du cisaillement (fig. 22).

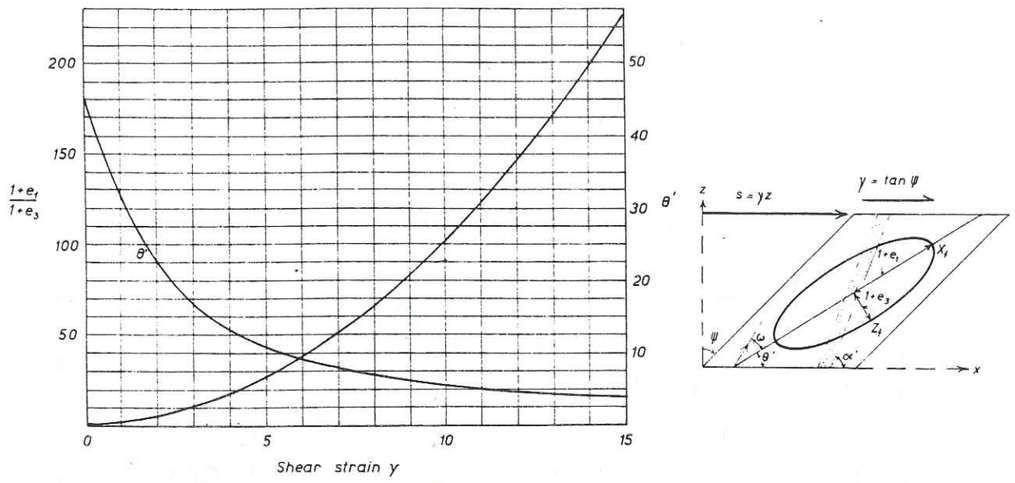


Figure 22: orientation et grandeur des axes de la déformation finie en cisaillement simple. O' représente l'angle entre la foliation et le plan de cisaillement (d'après Ramsay, 1980).

□ De nombreuses analyses basées sur ces caractères, ont été effectuées (Ramsay et Graham 1970, Beach 1974, Coward 1976, Burg et Laurent 1978, Ramsay et Allison 1979, Park 1981, Lagarde et Choukroune 1982). Une telle analyse peut-être appliquée à de petites zones de cisaillement; néanmoins, lorsque le cisaillement est intense, avec souvent des variations rapides de l'intensité, les mesures ne sont plus significatives et l'erreur trop importante : par exemple, pour une augmentation du cisaillement de $\gamma = 10$ à $\gamma = 20$, l'angle entre la foliation (plan XY) et le plan de cisaillement passe de 5,7° à 2,9°, une si faible variation passe bien sur inaperçue dans la nature.

□ Dans les zones de cisaillement importantes comme celles de Mattmark, en l'absence de marqueurs de la déformation finie, l'estimation de la déformation finie et de l'intensité du cisaillement ne peut donc être que qualitative.

On considère généralement, dans le cas de roches homogènes fortement déformées, que la foliation est proche du plan XY de l'ellipsoïde de déformation, et que la linéation d'allongement représente

l'axe X (X > Y > Z), (Ramsay et Graham 1970, Nicolas et Poirier 1976). L'intensité de la déformation est évidemment très variable, nulle dans le granite limitant la zone de cisaillement, elle devient très intense dans les mylonites au centre de la zone, comme le montre le quasi parallélisme de la foliation mylonitique avec les bordures de la zone de cisaillement (limites de la zone déformée). Dans beaucoup de zones de cisaillement observées, la déformation ne varie pas continuellement du moins au plus déformé. Très souvent, la zone centrale, mylonitique ou ultramylonitique, d'épaisseur décimétrique à métrique, est limitée par des plans d'apparence sécants sur la foliation gneissique, sigmoïde (Ramsay et Graham, 1970), des bordures. Un tel caractère peut être dû à une brusque augmentation de l'angle de cisaillement et de la déformation finie dans la zone centrale. Cette augmentation est peut être reliée à un changement de mécanisme de déformation et de vitesse de déformation (White et al., 1980). Il est également possible que la zone centrale ait été le lieu de mouvements tardifs concentrés dans cette partie de la zone de cisaillement.

Dans les zones de cisaillement isolées, limitées par des zones non déformées, le mécanisme de déformation le plus probable, répondant aux critères de compatibilité est le cisaillement simple (Ramsay et Graham, 1970). En l'absence de variation de volume, la déformation est donc plane. Par contre dans des zones de cisaillement courbes ainsi que dans des réseaux anastomosés tels ceux observés ici, le type de déformation peut être variable (Coward, 1976) et départir du cisaillement simple et de la déformation plane. Néanmoins, l'observation des échantillons, sur le terrain et en laboratoire (sections parallèles et perpendiculaires à L), montre qu'ils ont toujours une fabrique de forme plano-linéaire (tectonite LS, Turner et Weiss, 1963) : en section perpendiculaire à la linéation d'allongement, l'étirement des porphyroclastes est faible, les cristallisations en zones abritées courtes ou inexistantes, dans les gneiss, la foliation est assez mal exprimée ; par contre en section parallèle à L et perpendiculaire à la foliation, l'allongement est important et la foliation bien exprimée. Dans les gneiss (bordures de zones de cisaillement), les rares enclaves micacées observées sont allongées parallèlement à la linéation (rapport X/Z proche de 10) ; ces enclaves sont isodiamétriques dans le granite non déformé. **La déformation finie, à l'échelle de l'échantillon, parait donc proche de la déformation plane ($K \simeq 1$).**

Cette déformation est très intense dans la partie centrale des zones de cisaillement où la foliation mylonitique tend à être parallèle aux bordures de la zone déformée. Il est donc vraisemblable que le taux de cisaillement soit supérieur à $\gamma = 10$, ce qui correspond à un angle entre la foliation et le plan de cisaillement de l'ordre de 5° (Fig. 22) pour un mécanisme de cisaillement simple, et un rapport X/Z de l'ordre de 100.

A.1.4. - Sens de cisaillements

□ Comme l'ont montré les observations dans la région de Mattmark, les sens de cisaillements dans les zones fortement déformées paraissent constants. La direction de cisaillement est subparallèle à la linéation d'allongement observée dans les parties les plus déformées (mylonites) (Ramsay et Graham 1970, Hobbs et al., 1976) ; elle est donc WNW-ESE. Les sens de cisaillements, déterminés grâce à la déflection de la foliation dans les zones de cisaillement ou bien à l'aide de critères microstructuraux, sont en grande majorité vers l'WNW (plus de 90%). Il semble donc n'exister pratiquement pas de zones de cisaillement conjuguées.

□ Dans les zones moins déformées (Monte-Rosa Hütte), direction et sens de cisaillements sont beaucoup plus variables ; la majorité des zones de cisaillement montre néanmoins un sens de mouvement vers l'W ou NW.

A.1.5. - Conclusion

□ Dans la région de Mattmark, les zones à déformation très hétérogène, montrent des réseaux anastomosés de bandes mylonitiques. Ces bandes correspondent à des zones de cisaillement encadrant des lentilles de granite non déformé.

□ Les sens de cisaillement observés sont vers l'WNW, il n'existe pratiquement pas de zones de cisaillement conjuguées. Les directions de cisaillement sont constantes. La déformation, à l'échelle hectométrique à kilométrique, est donc simple et caractéristique d'un régime majeur de cisaillement proche du cisaillement simple (figure 23).

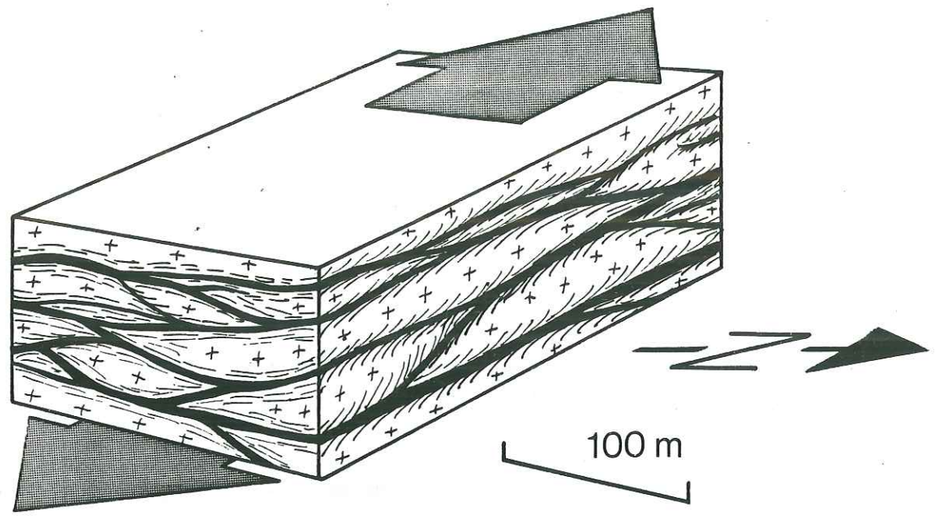


Figure 23 : Bloc diagramme schématisant la déformation dans les zones de cisaillement de Mattmark.

□ Cette déformation est donc différente de celle le plus souvent relié aux zones de cisaillement anastomosées où la plupart des shear-zones sont conjuguées : la déformation régionale est dans ces cas là, considéré comme principalement en aplatissement (Coward 1976, Mitra 1979, Choukroune et Gapais 1983). Un type de déformation proche de celui observé dans le Mont-Rose a été décrite par C. Simpson (1982, 1983) dans la nappe Maggia, Alpes penniques centrales.

A.2./ - CARACTERES DE LA DEFORMATION DANS LES ORTHOGNEISS MASSIFS

□ La déformation des orthogneiss massifs (déformation plus homogène que les zones décrites précédemment), a été plus particulièrement étudiée dans la région de Mattmark (nappe du Mont-Rose), ainsi que dans l'unité du Portjengratt près de Saas Fee. Ces orthogneiss constituent la majeure partie de la nappe du Mont-Rose et sont les roches les plus interressantes pour l'analyse des mécanismes et du régime de déformation.

A.2.1. - Caractéristiques de la déformation

La déformation est pénétrative, intense, il n'existe plus de faciès non déformés. Elle est caractérisée par :

(a) La présence d'une **foliation** bien exprimée, matérialisée par l'aplatissement des rubans de quartz ou feldspaths, l'orientation des micas (biotite et micas blancs). Cette foliation est régulière cartographiquement sa direction varie peu, N-S à NE-SW dans le Nord de la nappe du Mont-Rose (Mattmark) où elle plonge assez faiblement vers le NW.

(b) Une **linéation d'allongement** marquée par l'étirement des porphyroclastes (feldspaths) et la forme allongée des agrégats micacés. La direction de cette linéation est en moyenne WNW-ESE, parallèle à celle observée dans les zones de cisaillement (mylonites). Une étude détaillée des linéations montre l'existence de faibles variations de leur direction, localisées dans des zones particulières, la foliation gardant à peu près la même attitude (Figure 25 et 26).

(c) des **zones mylonitiques**, planaires ou courbes, d'amplitude hectométrique ou plus. Ces zones sont subparallèles à la foliation gneissique encaissante. Dans certains cas, de même que les zones de cisaillement décrites plus haut, elles forment parfois un tissu anastomosé qui découpe la roche en "poissons" d'échelle hectométrique (Figure 24). Les zones encadrées de mylonites sont formées de gneiss assez fortement déformées.

□ Les linéations d'allongement observées dans les mylonites sont parallèles à celles des gneiss encaissants.

(d) Un **boudinage de foliation** (Platt et Vissers 1980) moyennement développé. Les rares axes de boudins observés sont perpendiculaires ou obliques sur la linéation d'allongement. L'étirement lié à ces boundins est donc proche de la linéation d'allongement.

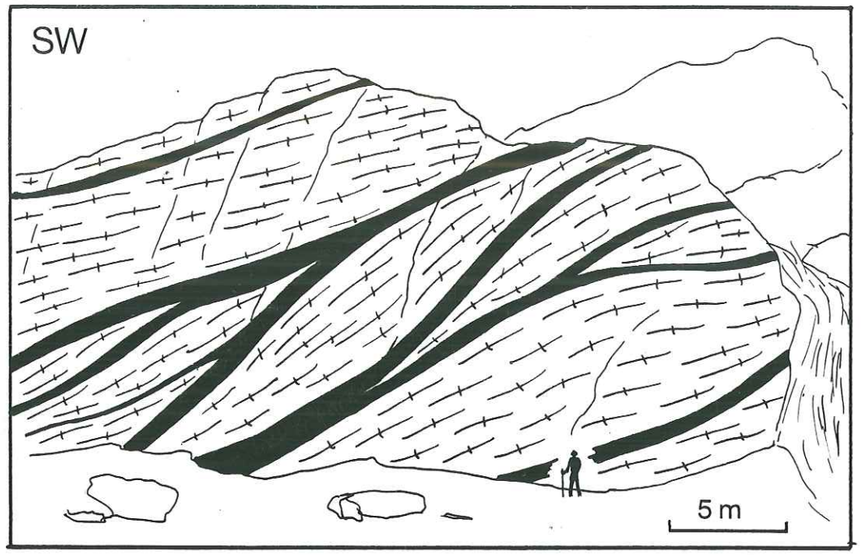


Figure 24 : Aspect des zones mylonitiques dans les orthogneiss près de Pecetto (Macugnaga).

A.2.2. - Intensité et type de la déformation finie

De même que dans les zones de cisaillement la quantification de la déformation finie est difficile sinon impossible.

Par comparaison avec les microstructures observées dans les zones de cisaillement et en étudiant des faciès similaires (par exemple granite porphyroïde déformé), une évaluation qualitative peut être avancée. La déformation, microstructures, dans les orthogneiss massifs paraît équivalente à celle des gneiss des bordures de zones de cisaillement pour lesquels l'angle foliation-plan de cisaillement est de l'ordre de 15°. Cet angle correspond dans les zones de cisaillement, en cisaillement simple sans changement de volume, à un γ de 3,5 et un rapport X/Z proche de 15. Un tel ordre de grandeur est vraisemblable pour la déformation finie des orthogneiss.

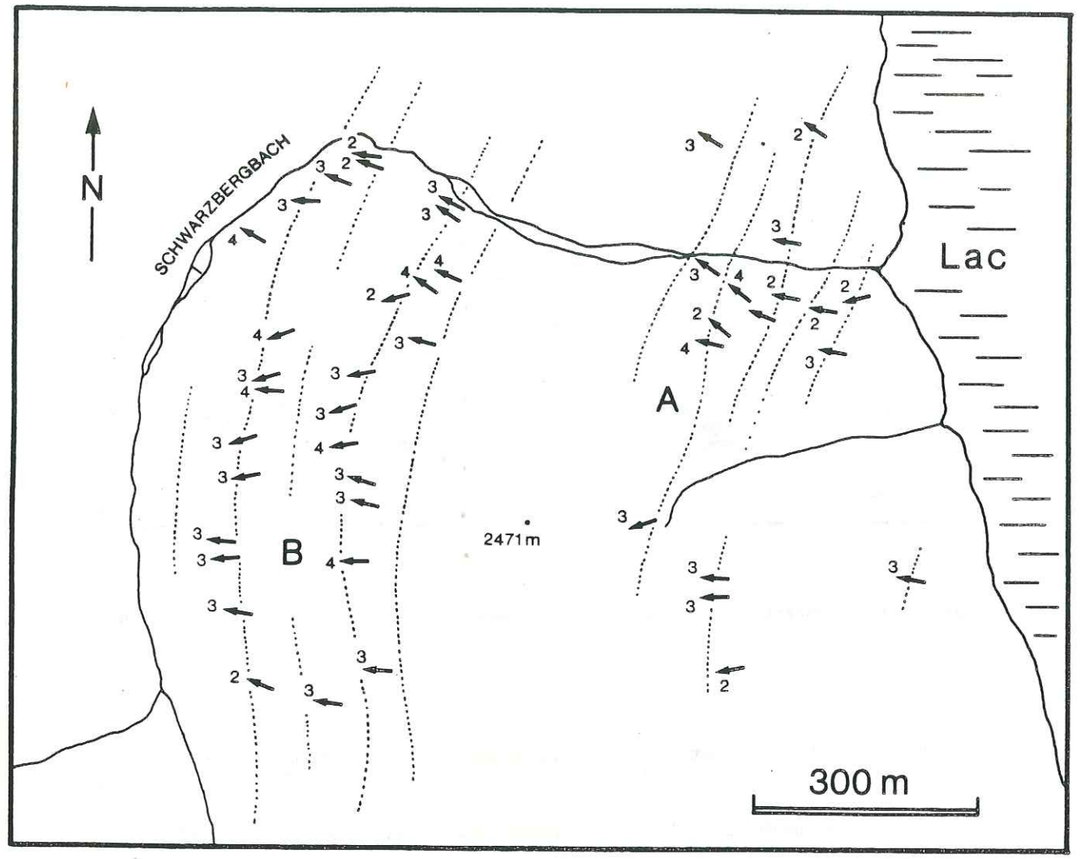


Figure 25 : Carte des linéations d'allongement dans les orthogneiss en rive gauche du lac de Mattmark. A, zone à déformation hétérogène (shear zones), décrite dans la publication 1; B, orthogneiss entrecoupés de bandes mylonitiques. Les flèches représentent les linéations d'allongement, leur pendage est indiqué en dizaine de degrés ; les pointillés représentent les trajectoires de schistosité.

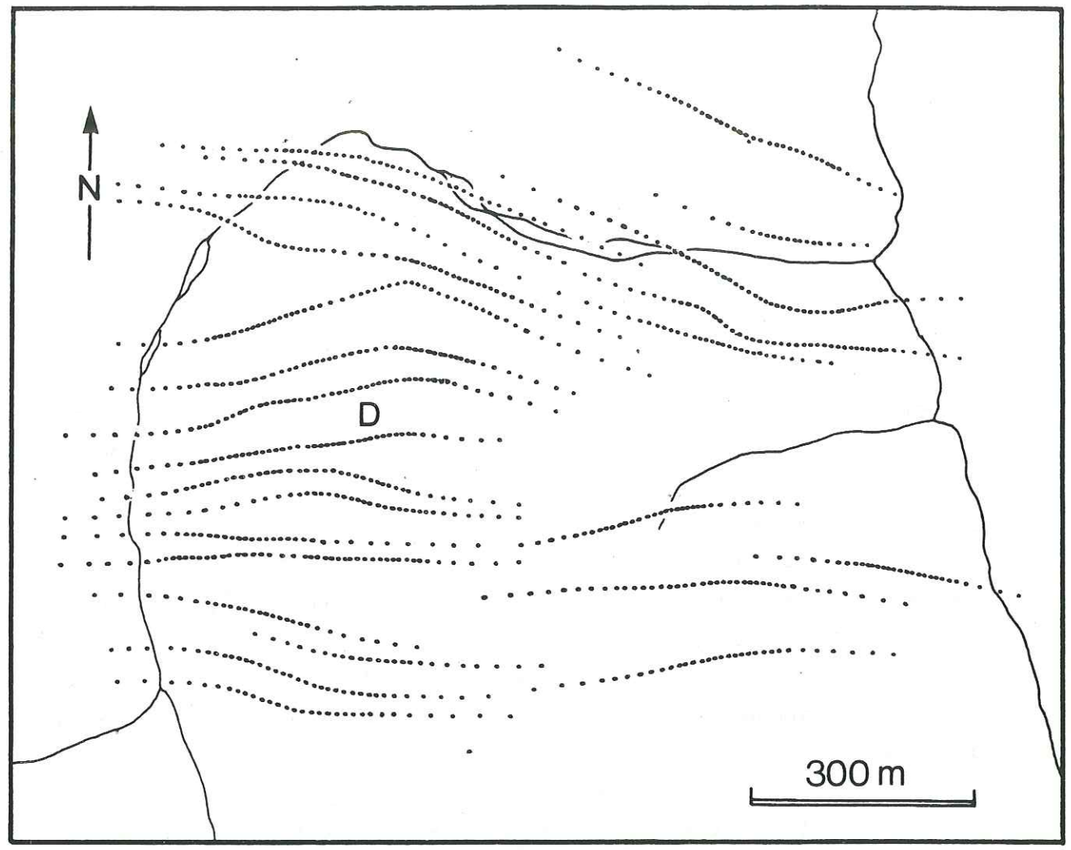


Figure 26 : Trajectoires de linéations. On observe une zone localisée où les directions régionales WNW-ESE sont déviées (D).

□ La forme de l'ellipsoïde de déformation (déformation plane, constriction, aplatissement) peut être estimée grâce à la fabrique de forme des roches déformés (Turner et Weiss 1963, Flinn 1965, Watterson 1968).

➧ La plupart des orthogneiss de la nappe du Mont-Rose (par exemple Mattmark, Macugnaga..., ainsi que dans l'unité du Portjengratt, toute la zone gneissique affleurant entre Saas Fee et la Brittania Hütte) ont une fabrique planolinéaire (L = S) ; **la déformation finie est donc proche de la déformation plane** (K = 1).

□ Certaines zones, assez rares, montrent une fabrique planaire des gneiss (L < S) ; la linéation d'allongement est très mal exprimée dans ces zones. La déformation finie de ces gneiss semble donc en aplatissement (K < 1). A l'opposé dans le Sud de la nappe du Mont-Rose, par exemple dans la vallée de Macugnaga (près de Ceppo Morelli) ou dans les carrières de Villadossola(Hobbs et al. 1976), les orthogneiss replissés dans l'antiforme de Vanzone (Laduron 1976), présentent une fabrique très linéaire (L > S), la foliation est mal exprimée et les gneiss se débritent en crayons parallèles à la très forte linéation d'allongement. Dans cette zone la déformation apparaît dont très constrictive (K > 1).

A.2.3. - Conclusion, place des mylonites dans la déformation des gneiss

□ La déformation des orthogneiss de la nappe du Mont-Rose est intense (X/Z de l'ordre de 15) généralement plane. Elle est principalement caractérisée par la présence d'une linéation d'allongement la plupart du temps bien exprimée, de direction WNW-ESE dans la partie Nord de la nappe du Mont-Rose ainsi que dans l'unité du Portjengratt. Comme il sera discuté plus loin (voir p109), la déformation est clairement rotationnelle dans un plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation d'allongement.

□ Les orthogneiss, à la déformation relativement homogène, sont recoupés par des bandes mylonitiques subparallèles à la foliation gneissique. Les linéations d'allongement dans les mylonites sont parallèles à celles observées dans les gneiss. Ces zones mylonitiques peuvent être anastomosées et représentent alors des zones où la déformation était plus intense que dans les gneiss. Elles peuvent

être planaires, souvent sécantes sur la foliation gneissique et rétromorphiques (biotite déstabilisée) ; elles correspondent alors à des zones de mouvement tardifs ou à la concentration du mouvement dans ces zones.

B/ - MECANISMES DE DEFORMATION DANS LES GNEISS ET LES MYLONITES

B.1. - Microstructures

B.1.1. - Orthogneiss

□ Les porphyroclastes (microcline, parfois orthose) sont de taille importante (5 mm à 2 cm). Ils sont souvent perthitiques, la perthitisation est probablement liée à la déformation (Spry 1969, Laurent 1974). Ils montrent une texture en mortier : - coeur monocristallin (porphyroclaste) , - manteau formé de petits grains recristallisés (albite + quartz). La matrice est formé par l'alternance de rubans de quartz et de micas (phengite, biotite). Les queues de cristallisations en zone abritée (quartz) sur les porphyroclastes ainsi que les trainées de feldspaths déformés, peuvent être très allongées et former des rubans.

B.1.2. - Mylonites et Ultramylonites

□ La taille des porphyroclastes est fortement réduite (de 1 mm à 5 mm). Le coeur monocristallin n'est plus qu'un reliquat (taille de l'ordre du mm). Le feldspath d'origine est presque entièrement recristallisé ; il est très déformé et forme un ruban allongé (Fig. 31).

□ Le quartz forme des rubans polycristallins de grains recristallisés (voir ci-dessous).

□ La matrice est constituée de grains (plagioclase (albite, oligoclase) , quartz) de très petite taille (10 µm) et de micas (phengites). Les grains sont allongés (rapport moyen 2 : 1) de forme rectangulaire ou irrégulière.

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf grenoble.fr
18 AOUT 2003

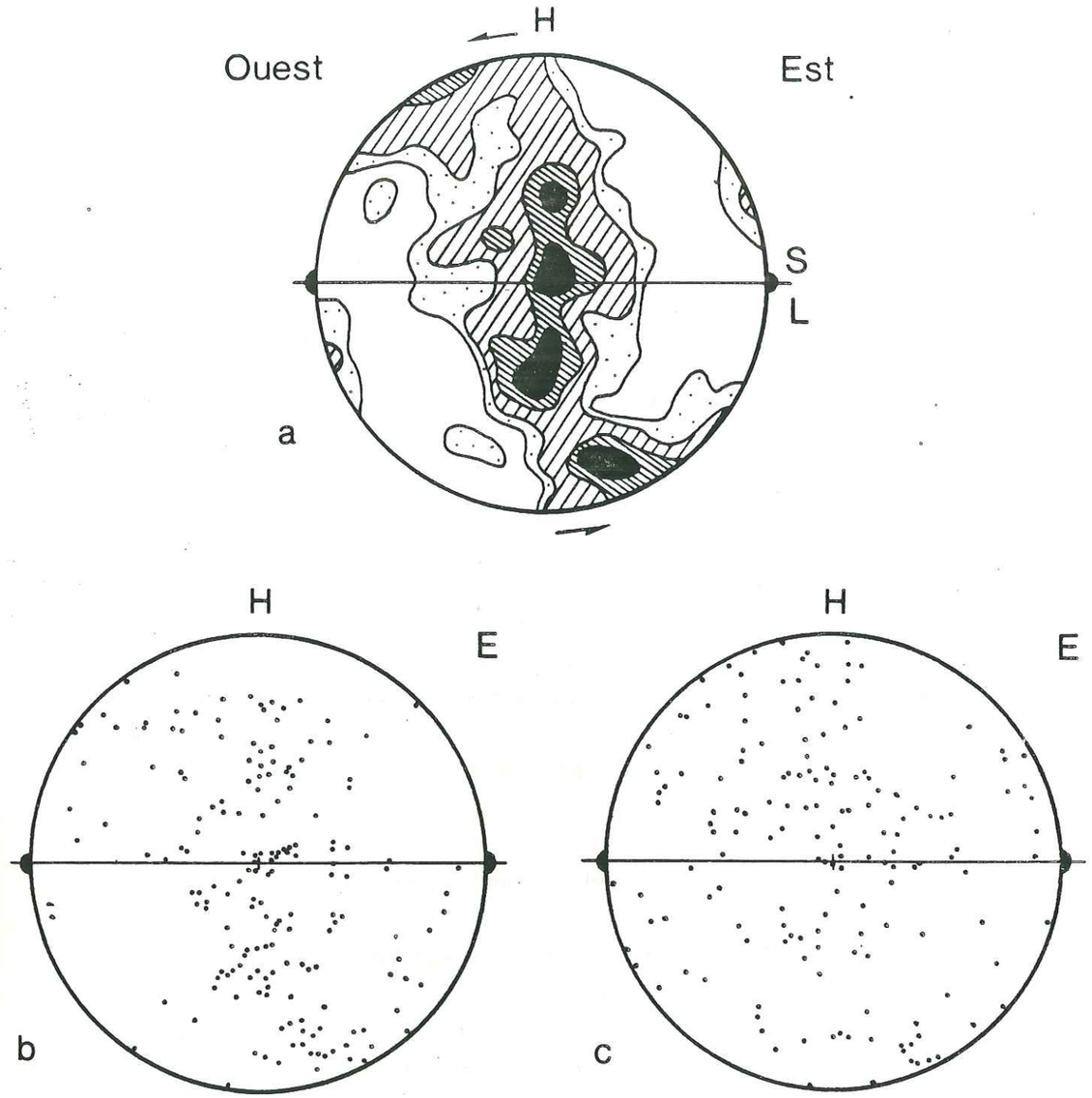


Figure 27 : O.P.A. <c> dans la partie centrale d' une zone de cisaillement (vers l'Ouest). a , diagramme total (340 axes <c>); b, 180 axes <c> mesurés dans les rubans; c, 160 axes <c> mesurés dans la matrice. Contours : 1;1,5;2,5;3,5% maxi 5,5% . (éch. ZA2, mylonite, Mattmark, section XZ).

□ Les ultramylonites sont constituées à 95 % par une matrice finement rubannée incluant de rares porphyroclastes millimétriques. La matrice est formée de petits grains (10 à 40 µm).

B.2. - Microstructures et déformation du quartz

B.2.1. - Microstructures

□ Le quartz forme des rubans polycristallins très allongés, parallèles à la foliation. Les grains sont généralement équiaxes ou faiblement allongés, la texture est du type "mosaïque équante" (Boullier et Bouchez 1978). Ils ont une taille assez importante (50 µm) et ne montrent que peu de figures de déformation (sous-joints, extinction roulante). Les joints de grains sont suturés ou rectilignes. La déformation du quartz s'est donc faite grâce aux mécanismes de la **plasticité** associés à une **recristallisation syntectonique importante** (White 1977).

□ Dans certaines zones mylonitiques ou des rubans particuliers dans un échantillon, les grains de quartz sont allongés, généralement obliques sur la foliation. Ils contiennent de nombreux sous-joints dont l'obliquité sur la foliation est bien marquée. Ces caractères témoignent de la forte influence des stades tardifs de la déformation dans ces rubans (Brunel 1980), dans des conditions (T°) assez faibles (300°).

B.2.2. - Les O.P.A. <c>

□ Dans les orthogneiss, les O.P.A. <c> sont moyennement définies (Fig. 29). Les microstructures et la présence de différents maximas d'axes <c> suggère l'activité de plusieurs systèmes de glissement (Bouchez et Pécher 1981).

□ Dans les mylonites les O.P.A. <c> sont généralement bien définies (Fig. 27 et 28). Elles sont dissymétriques ; l'obliquité de la guirlande d'axes <c> est représentative du sens de cisaillement (Laurent et Etchecopar 1976 , Bouchez et Pécher 1976, Burg et Laurent 1978). Dans les zones de cisaillement, l'obliquité des O.P.A. <c> est cohérente avec le sens de cisaillement observé.

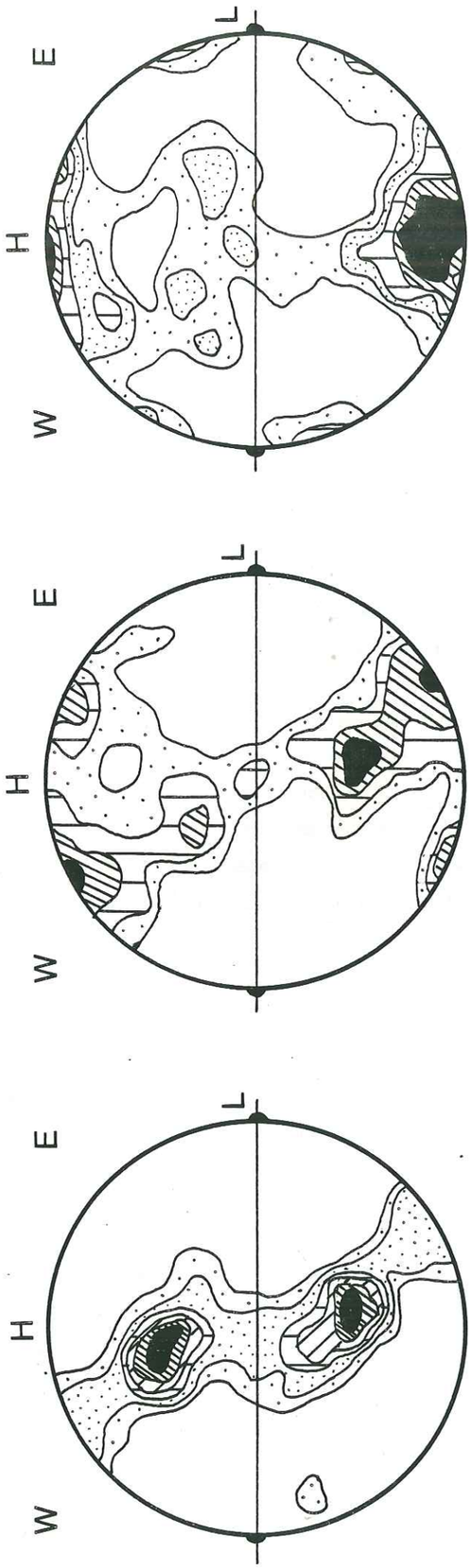


Figure 28 : O.P.A. < c>dans les mylonites.

a , bande mylonitique planaire, sécante sur la foliation gneissique. (éch. SF62, Mattmark, section XZ). 180 axes <c> ; 1,2,4,6,8,10% (maxi 18%).

b , bande mylonitique montrant des microstructures tardives (sous-joints, plans C'). (éch. SF44, Mattmark, section XZ). 240 axes <c> ; 1,2,4,6% maxi 8%.

c , ultramylonite, sécante sur la foliation. (éch. SF42b, Monte-Rosa Hütte, section XZ). 200 axes <c> ; 1,2,3,4,5% maxi 6%.

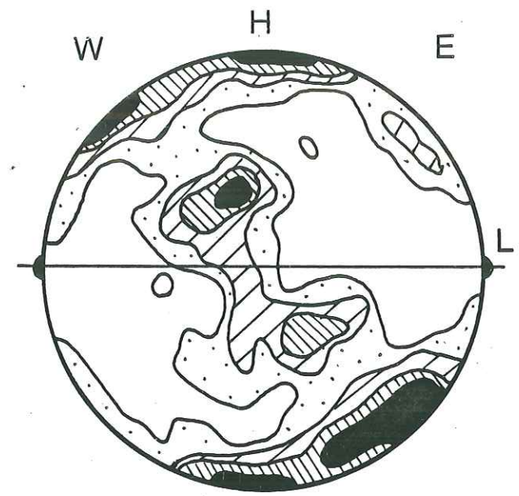


Figure 29 : O.P.A. <c> dans un orthogneiss assez faiblement déformé (éch. SF55, section XZ). 180 mesures ; 1, 2, 3, 4 % (maxi 5 %).

□ Les O.P.A. <c>, bien que cohérentes avec les simulations de G. Lister (Lister et al. 1978...) ne montrent généralement qu'une seule guirlande d'axes <c>. Elle est composite et formée d'une partie centrale (axe Y) dont l'obliquité est représentative du sens de cisaillement (Behrman et Platt 1982), et de bras rejoignant les bords du diagramme (Fig. 27 et 28a).

□ Les O.P.A. <c> ne sont pas du même type dans toutes les zones : les maximas d'axes <c> exprimés peuvent être différents. Dans certaines zones (Fig. 27), la présence de trois types de maximas témoigne de l'activité des trois principaux systèmes de glissement (basal, prismatique et rhomboédrique) ; (Bouchez et Pécher 1981).

□ Par contre dans d'autres zones, le nombre de maximas importants est inférieur (Fig. 28b). Dans les zones mylonitiques tardives sécantes sur la foliation gneissique, microstructures du quartz tardives, plans C' (Berthé et al. 1979), le système de glissement basal semble dominant (Fig. 28 b).

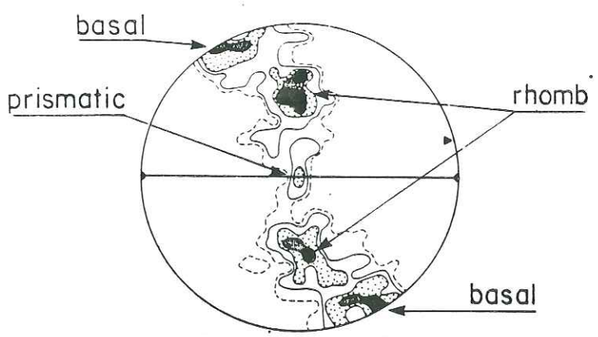


Figure 30 : Relation entre les maximas d'axes c et les systèmes de glissement (section XZ) ; d'après Bouchez et Pêcher 1981.

□ Dans la matrice (petits grains), les O.P.A. <c> sont beaucoup moins bien définies que dans les rubans (Fig. 27). Une même constatation peut être faite dans les ultramylonites (Fig. 28c). Ces fabriques désorganisées peuvent s'expliquer par l'intervention d'autres mécanismes de déformation : glissements aux joints de grains, "superplasticité" (Boullier et Gueguen 1975, Kerrich et al. 1980, Schmid 1983).

B.3. - LA DEFORMATION DES FELSPATHS : CRITERES DE DEFORMATION NON COAXIALE

□ Dans les orthogneiss et mylonites, les porphyroclastes feldspathiques sont généralement de bons marqueurs de la coaxialité ou non-coaxialité de la déformation. Ils ont souvent été utilisés comme critères de cisaillement (Lagarde 1978 ; Pêcher 1978 ; Faure 1980 ; Burg et Teyssier 1982 ; Brunel 1983 ; Simpson et Schmid 1983). Néanmoins, à la pratique il est apparu que leur utilisation n'était pas toujours évidente. Plusieurs questions ne sont pas résolues.

- mécanismes de déformation des feldspaths ?
- nature des "queues" : cristallisations en zones abritées ou trainées de feldspaths déformés ?
- relation entre la dissymétrie observée avec le sens de rotation des porphyroclastes ? et donc avec le sens de cisaillement ?

La méconnaissance de ces caractères peut amener à des interprétations opposées (Lagarde 1978, Pêcher 1978).

□ Donc, avant toute utilisation des feldspaths comme marqueurs de déformation non-coaxiale dans les gneiss, nous nous sommes attaché à décrire et analyser leur déformation dans les zones de cisaillement et bandes mylonitiques dans lesquelles le sens de cisaillement est connu.

B.3.1. - Microstructures des feldspaths dans les mylonites :

□ Les porphyroclastes feldspathiques sont déformés et recristallisés (Fig. 31) ; le coeur du porphyroclaste est entouré d'un manteau de petits grains. La recristallisation semble se faire par désorientation progressive de sous grains à la périphérie du porphyroclaste (structure en "core and mantle", Spry 1968, Higgins 1971, White 1973, 1976) ou dans des bandes de cisaillement internes. Elle est probablement induite par une déformation plastique du feldspath dont les mécanismes sont pour l'instant mal connus (Willaime et Gandais 1977, Willaime et al. 1979, Kovacs et Gandais 1980, Sacerdoti et al., 1980).

□ Ce manteau de petits grains est fortement déformé ; il forme des "queues" ou trainées généralement dissymétriques par rapport au porphyroclaste (fig.). Ces "queues" sont donc en partie formées par la déformation du porphyroclaste. De plus elles englobent généralement des cristallisations en zones abritées (quartz, micas) dissymétriques, caractéristiques d'une déformation non coaxiale (Fairbain 1950, Choukroune 1971, Lagarde 1978, Malavieille et al. 1982, Simpson et Schmid 1983).

□ Les porphyroclastes sont parfois fracturés. Les différents tronçons subissent une rotation et sont déplacés l'un par rapport à l'autre.

Les mouvements observés sont presque toujours antithétiques par rapport au cisaillement général. On observe une déformation ductile et une recristallisation dans les zones de cisaillement entre les tronçons (Fig. 32).

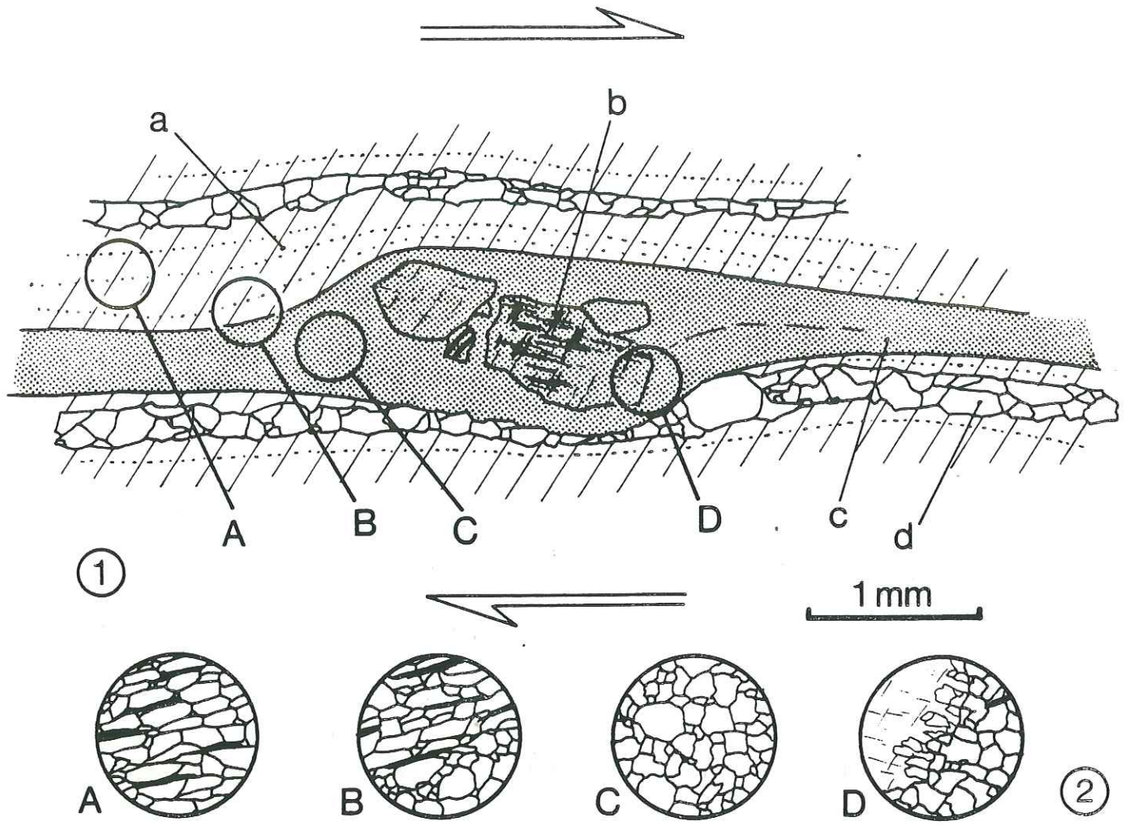


Figure 31 : Microstructure et déformation des porphyroclastes.

1 , microstructure typique des mylonites : porphyroclaste feldspathique déformé, présentant des queues dissymétriques, formées principalement de petits cristaux de feldspath recristallisés. (section // L).

a , matrice constituée de petits feldspaths allongés (X/Z proche de 2, Z = 20 µm), de forme subrectangulaire, présentant une orientation préférentielle de forme trés marquée, figurée par les pointillés. Microstructure représentée en A.

b , reste du porphyroclaste d'origine.

c , "queue" constituée de petits feldspaths équiaxes (30 µm), recristallisés. Microstructures représentée en C.

d , ruban de quartz, grains assez gros (50 à 80 µm), recristallisés, pas d'O.P.F.

2 , détail des différentes microstructures.

A , matrice, feldspaths allongés.

B , limitte "queue" - matrice.

C, "queue" : feldspaths équiaxes.

D , bordure du porphyroclaste : les petits cristaux de la "queue" se forment par désorientation progressive et recristallisation à la bordure du porphyroclaste.

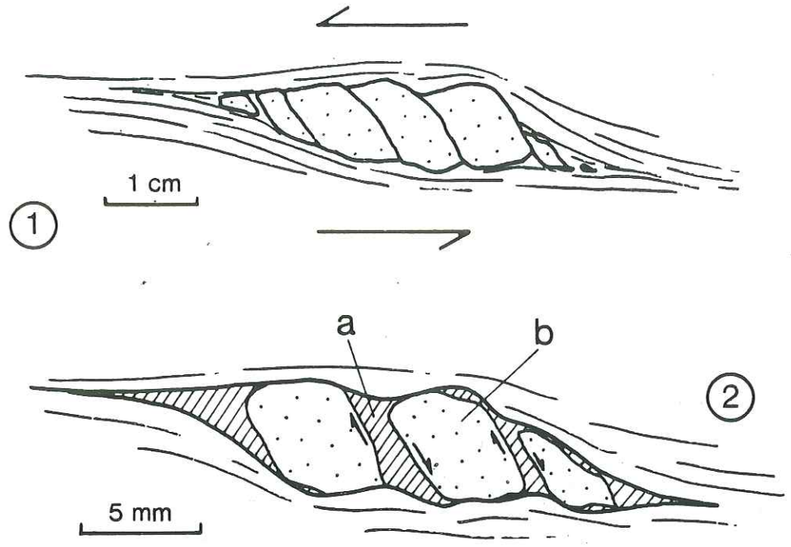


Figure 32 : Comportement des porphyroclastes fracturés (section // L). 1, orthogneiss, échantillon macroscopique (SF49, Mattmark) ; 2, en lame mince, mylonite (SF41a, Monte-Rosa Hütte) : a, petits grains recristallisés ; b, porphyroclaste).

B.3.2. - Forme et déformation des feldspaths dans les zones de cisaillement : caractérisation des critères de déformation non coaxiale :

☐ Les "queues" sur les porphyroclastes sont composites : formées à la fois par la déformation et la recristallisation du feldspath et par des cristallisations en zones abritées. L'ensemble (Queue - Porphyroclaste) est sigmoïde et dissymétrique.

☐ Les différentes formes de porphyroclastes observées dans une même zone de cisaillement (orthogneiss de Mattmark) sont présentées figure 33 . Dans les autres zones étudiées on retrouve les mêmes types de déformation.

➧ **La dissymétrie générale des feldspaths sigmoïdes est le plus souvent représentative du sens de cisaillement** (voir fig. 2.7, 2ème partie) : par exemple n° 2, 7, 12, 17 (Fig.33).

☐ Le porphyroclaste subi parfois une rotation importante (Fig.34) qui peut déformer la "queue" et parfois lui donner une dissymétrie ambigue ou inverse (n° 1, 3, 14, 18, 19, Fig. 33).

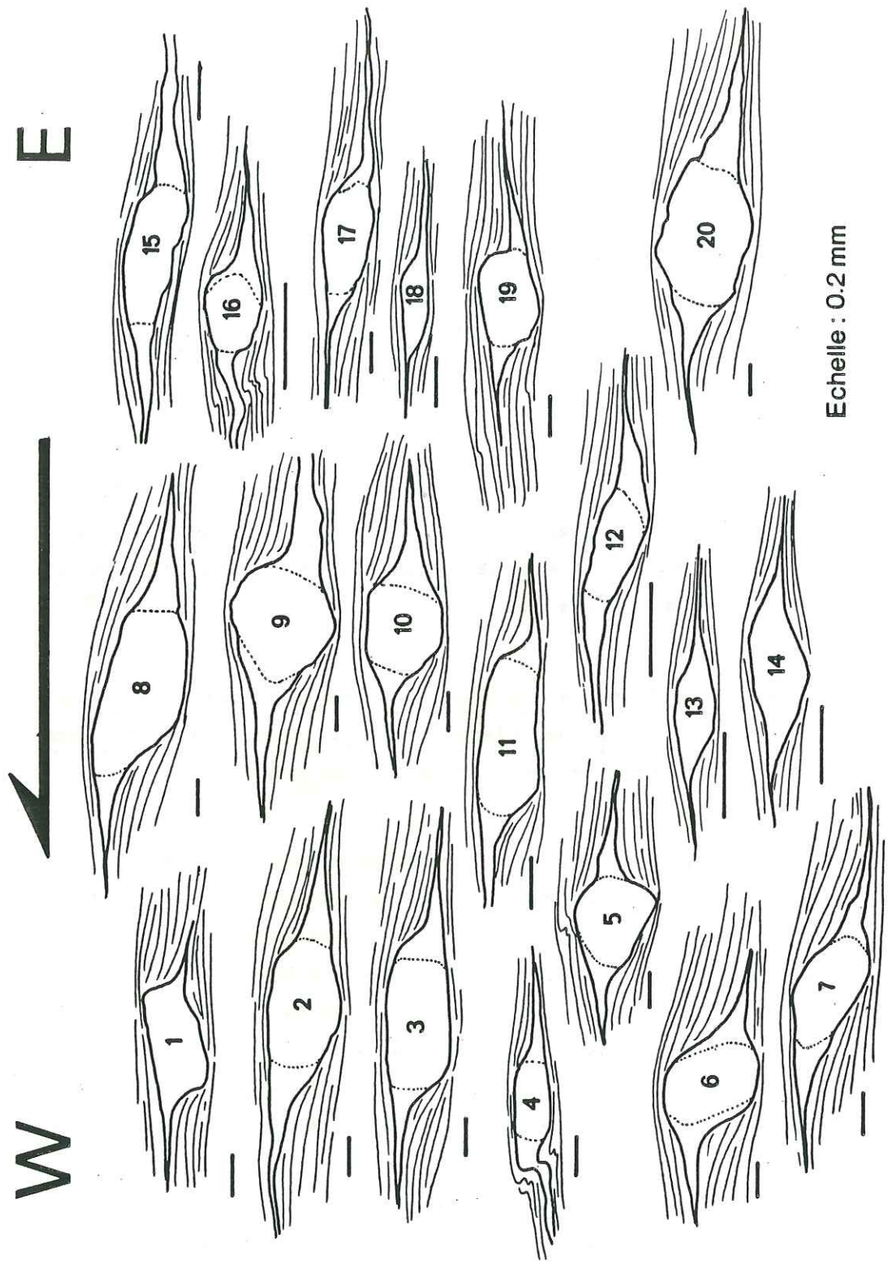


Figure 33 : Déformation des porphyroclastes dans une zone de cisaillement du granite de Mattmark. La barre d'échelle représente 0.2 mm.

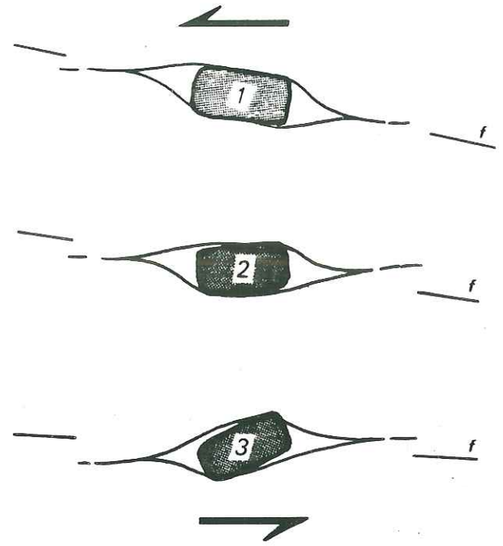


Figure 34 : Evolution d'un porphyroclaste et de sa "queue" lors d'une déformation progressive cisaillante. Les stades 1, 2, 3 sont souvent observés simultanément dans un même échantillon.

□ Les "queues" et la foliation sont parfois replissées par des plis d'entraînement (n° 4, 16, Fig. 33).

➧ **Les porphyroclastes fracturés montrent le plus souvent des mouvements antithétiques sur leurs fractures** (Etchecopar 1974) dans ce cas l'angle (foliation - plan de fracture) est fort (entre 40 et 70°). Rarement, les glissements peuvent être synthétiques lorsque les fractures font un angle faible sur la foliation (inférieur à 30°).

□ Sur la base de ces observations dans un contexte (sens de cisaillement) connu, la forme des porphyroclastes dans des échantillons de gneiss peut utilisée comme critère de cisaillement.

B.4. - CONCLUSION :

□ Le terme "mylonite" a été proposé par Lapworth (1885) pour : "une brêche microscopique présentant une schistosité cataclastique ... " . La plupart des travaux postérieurs qui ont décrit des mylonites dans de nombreuses zones, ont développé l'hypothèse d'une origine cataclastique pour les roches mylonitiques (Christie 1960; et synthèse dans Higgins 1971). Le mécanisme de déformation proposé reste le "broyage", la recristallisation est considérée comme trés limittée.

Ce n'est qu'à partir des années 70, grace aux résultats de Griggs et al (1960), Carter et al (1964), que le sens moderne du terme "mylonite" fut proposé (Bell et Etheridge 1973; Laurent 1974; White 1976; Sibson 1977; Hatcher 1978).

Pour White et al (1980), les mylonites "sont les roches produites dans une zone de cisaillement ou de faille, et qui permettent à cette zone d'accomoder la vitesse de déformation imposée, principalement à l'aide de mécanismes ductiles".

□ Dans les zones mylonitiques du Mont Rose, les microstructures sont typiques (Bell et Etheridge 1973; Etheridge et Wilkie 1981); la plasticité est bien le mécanisme majeur de déformation.

- Les feldspaths et surtout le quartz se déforment plastiquement. Une importante recristallisation syntectonique accompagne cette déformation. Le quartz recristallise en grains assez gros formant des rubans; les feldspaths forment des agrégats déformés de petits grains parfois allongés.

- Les phénomènes cataclastiques sont réduits : fracturation (assez rare) des porphyroclastes.

- La réduction de taille des porphyroclastes est principalement due à la déformation plastique du manteau de petits grains recristallisés.

- Dans la matrice et peut-être aussi dans les queues de feldspaths, à grain trés fin, les mécanismes de déformation aux joints de grains peuvent être importants (White et al 1980; Schmid 1983).

C/ - RELATIONS GNEISSIFICATION - MYLONITISATION ; EVOLUTION DES ZONES MYLONITIQUES ET RELATIONS AVEC LE METAMORPHISME

C.1./ - SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

□ La plupart des études (Sibson 1977, Wakefield 1977, Watts et Williams 1979, Passchier 1982 a et b, Simpson 1983) montrent que les zones et bandes mylonitiques postdatent généralement une déformation plus ou moins intense, plus pénétrative et diffuse dans l'ensemble de la roche. Cette déformation précoce et celle associée à la mylonitisation sont très souvent à relier aux mêmes phénomènes tectoniques à grande échelle (par exemple : cisaillement dans une zone de chevauchement). on assiste donc à une concentration plus ou moins tardive de la déformation dans des zones où elle est rendue plus facile : c'est le cas des bandes mylonitiques ou ultramylonitiques qui constituent des zones de cisaillement. Cette concentration est très probablement due à un "amollissement" ("strain softening"), lui-même lié à la mylonitisation (White et al. 1980, Schmid 1983). De même à l'intérieur de la zone mylonitique elle-même la déformation peut se localiser dans des bandes de cisaillement tardives, "shear bands" (Berthé et al. 1979 , Gapais et White 1982, Passchier 1983b).

□ Lorsque la déformation se poursuit alors que les conditions P/T diminuent (par exemple grâce au jeu combiné uplift/érosion), on se rapproche de la transition ductile-cassant (Sibson 1977).

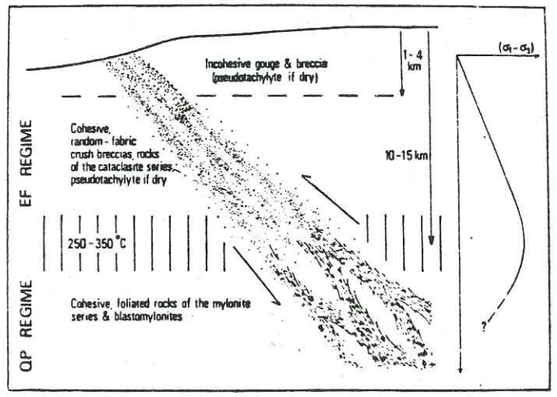


Figure 35 : Modèle de zone de faille. Les différents types de roches sont situés en fonction de la profondeur (d'après Sibson 1977).

□ La déformation devient alors plus discontinue (zones de cisaillement cassantes-ductile, Ramsay 1980). Lors de mouvements rapides (seismes) il se forme des **pseudotachylites** (Sibson 1977), roches dues à la fusion par la chaleur de friction (Sibson 1975, Maddock 1983). Plus superficiellement encore, des **cataclasites** et des gouges (Sibson 1977, Lawford Anderson et al. 1982). Il est donc courant d'observer la superposition dans les mêmes roches de ces différents types de déformation.

□ La transition, ductile-cassant, n'est pas influencée uniquement par la profondeur et la température (Sibson 1977) : elle est progressive, certains minéraux peuvent être fragiles et cassants (par ex. feldspaths) alors que d'autres ont un comportement plastique (par ex. quartz) (White et al. 1980) ; elle dépend bien évidemment de la nature des roches déformées, des mécanismes de déformation (superplasticité...), de la présence de fluides (Blacic 1975, Kerrich et al. 1980). Dans certains cas particuliers on peut franchir plusieurs fois cette transition (Sibson 1980) et obtenir par exemple des pseudotachylites mylonitisées (Paschier 1982 a et b). L'alternance de phénomènes cassants et ductiles peut même être une condition nécessaire pour le maintien d'une déformation mylonitique, lorsque les conditions P/T ne sont pas très profondes (White et White 1983) : la réduction de taille des grains et l'introduction de fluides due à la cataclase permettent l'initiation ou la reprise d'une déformation ductile subséquente.

C.2./ - EVOLUTION DE LA DEFORMATION DES GRANITES DE LA NAPPE DU MONT-ROSE

□ Dans la zone étudiée, au Nord du Mont-Rose, plusieurs caractères, détaillés ci-dessous, montrent que la déformation et les mouvements dans les bandes mylonitiques sont en partie tardifs par rapport à la gneissification. Les régimes et mécanismes de déformation, ainsi que les sens de cisaillement, identiques dans les gneiss et les mylonites, montrent que leur déformation est à relier du même phénomène tectonique régional.

C.2.1. - Evolution de la déformation dans les mylonites et les gneiss

- Dans certaines zones de cisaillement, la partie centrale mylon itique ou ultramylonitique, est sécante sur la foliation, sigmoïde, observée sur les bords de la zone de cisaillement. Généralement, ces mylonites sont rétromorphiques (voir C.2.3.).

- Dans les orthogneiss massifs, les bandes mylonitiques planaires sont souvent tardives : sécantes sur la foliation dans les gneiss et rétromorphiques.

- Certaines zones de cisaillement ainsi que la foliation gneissique sont oblitérées par de petits cisaillement ductiles ou "cassant-ductile" (shear-zones + fentes de tension remplies de quartz, généralement en échelon). Ces cisaillements sont en faille normale, avec un pendage le plus souvent vers le Nord. Localement, par exemple près du barrage de Mattmark (sur la route en rive G.), on peut observer des zones mylonitiques, rétromorphiques, en faille normale (pendage vers le N, NW), dans lesquelles les microstructures (Quartz) et les minéraux rétromorphiques (Chlorite) témoignent de conditions de déformation peu profondes.

- Toutes les structures résultant des déformations ductiles sont recoupées par des failles (taille métrique à décamétrique), présentant souvent des enduits et des stries de chlorite. Les jeux de ces failles sont soit en décrochement, soit en faille normale.

C.2.2. - Evolution des mécanismes de déformation dans les mylonites

- Lors de la déformation majeure responsable de la plupart des microstructures observées dans les mylonites les mécanismes de la plasticité étaient dominants (voir B). Il semble néanmoins que ces mécanismes pouvaient varier d'une à l'autre : présence de mécanismes superplastiques, systèmes de glissements actifs dans la déformation du quartz. Ces différences sont fonction

des conditions durant la fin de la déformation ductile dans la zone considérée : Pression, Température, mais aussi, vitesse de déformation, présence ou non de fluides... Elles sont donc peut-être, si l'on admet que P et T° sont les principaux facteurs, les témoins de légères différences d'âge pour la fin de la déformation ductile dans les différentes zones.

□ Dans les zones de cisaillement et les mylonites, la présence de déformation "cassantes", à une profondeur plus faible que la transition cassant-ductile (Sibson 1977) est rare. On observe néanmoins, à l'échelle microscopique, des niveaux très fins, opaques ou brun foncé, d'aspect vitreux et présentant parfois un aspect pailleté. Ces niveaux sont localisés dans des plans, parallèles à la foliation, près desquels on observe un début de cataclase ; ils constituent probablement des filonnets de pseudotachylites, en partie dévitrifiées, dans des plans de cisaillement.

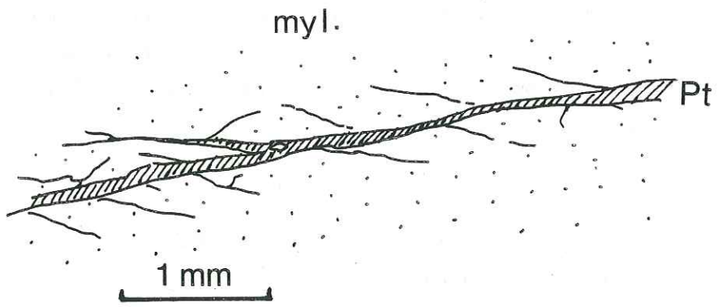


Figure 36 : Exemple de zone cataclasée avec de fins niveaux de pseudotachylites (Pt) dans une mylonite

- Rarement, nous avons observé une reprise des zones mylonitiques par une déformation cassante avec la formation de cataclasites : roches cohérentes présentant un aspect de brèche tectonique (fentes, fractures) souvent visible qu'au microscope.

C.2.3. - Conditions métamorphiques durant la mylonitisation

Les observations sur le comportement des minéraux dans les gneiss et les mylonites sont présentées dans le tableau ci-dessous.

	Gneiss (+ bordures des zones de cisaillement	Mylonites
Feldspaths :	porphyroclastes, coeur : microcline (orthose), recristallisés : manteau de petits grains (Albite, Oligoclase).	
	Déformation plastique (± fracturation)	
		✱taille des porphyroclastes très réduite
Micas	Biotite stable Micas blancs (Muscovite, Phengite) rarement : Biot. Chlorite	Micas blancs (± Biotite) Chlorite (dans des zones planaires // à la foliation)
	Tous ces micas se retrouvent dans les queues de cristallisation sur les porphyroclastes :	
	Biotite Micas blancs	(Biotite) Micas blancs ..... Chlorite

Quartz

Déformation plastique avec restauration

toujours recristallisé	généralement recristallisé
. grains isodiamétriques . peu de figures de déformation . taille moyenne . joints suturés ou rectilignes	mêmes microstructures

✱ Dans certaines zones : rubans de grains allongés avec de nombreuses figures de déformation (sous joints et allongement obliques, Brunel 1980).

Systèmes de glissements

basal rhomb. prism.	basal ± rhomb. prism.

Grenats

Toujours déformés (cassants)
Ils montrent des queues de cristalliation (Quartz, Micas).

fracturés	très fracturés, ils sont dilacérés en rubans de petits grains.

☐ Les assemblages minéraux ainsi que les mécanismes de déformation sont donc, suivant les zones :

- soit identiques dans les gneiss et les mylonites
- soit représentatifs de conditions P/T, moins élevées dans les mylonites (biotite transformée en chlorite, mécanismes de déformation et recristallisation du Quartz).

C.2.4. - Conclusion

Dans la région de Mattmark, les zones mylonitiques représentent la dernière déformation alpine importante enregistrée par les massifs granitiques. La déformation dans les gneiss et les zones de cisaillement, dans des conditions de l'ordre de 500°C est progressive. Elle se concentre tardivement dans les mylonites, d'épaisseur décimétrique, et, dans certaines zones, elle continue jusqu'à la limite ductile-cassant (300 - 350°C). Le régime de déformation et les sens de cisaillement sont identiques dans les gneiss, mylonites et zones de cisaillement. Dans les zones de cisaillement anastomosées, cette déformation progressive représente clairement la seule déformation alpine importante.

D/ - LA DEFORMATION ALPINE DES MICASCHISTES ET PARAGNEISS DU SOCLE HERCYNIEN

☐ Dans la partie Nord de la nappe du Mont-Rose ainsi que dans l'unité du Portjengrat , les micaschistes et paragneiss montrent toujours une rétromorphose importante. Les minéraux du métamorphisme tertiaire sont syntectoniques (albite) ou déformés (grenat) (Klein 1978).

☐ La foliation (S_{1-2}) est définie par des micas blancs phengitiques, déformés, mais aussi par des chlorites bien cristallisées. Les grenats, parfois hélicitiques, sont fracturés et montrent des cristallisations en zone abritée formées de quartz, micas blancs et/ou chlorite. Les poeciloblastes d'albite, parfois très nombreux, ont une foliation interne sigmoïde.

☐ Les microstructures sont généralement tardives. Par exemple les rubans de quartz sont formés de grains allongés présentant de très nombreux sous-joints d'obliquité constante sur la foliation et la linéation d'allongement. La fabrique (lame onde) est très marquée.

Les O.P.A. <c> sont très bien définies (Fig. 37) ; l'obliquité des guirlandes d'axes <c> montre que le régime de déformation était non-coaxial. Ces caractères sont typiques de l'influence des stades tardifs de la déformation (Brunel 1980), dans des conditions de température de l'ordre de 300° (glissement basal seul, pas de recristallisation ni restauration).

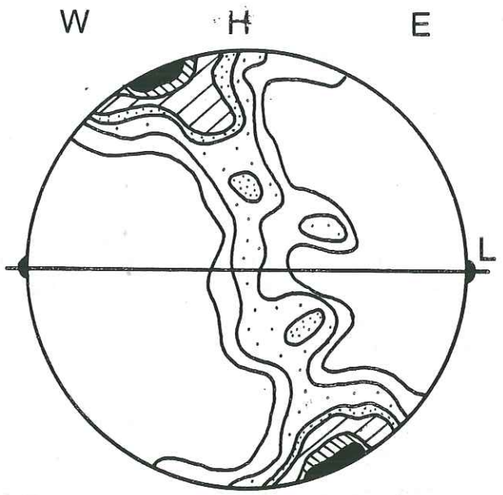


Figure 37 : O.P.A. <c> du quartz dans des micaschistes de la nappe du Mont-Rose : rubans de quartz à sous-joints obliques. 150 mesures, 1, 2, 4, 6, 10, 14 % (maxi 16 %). (éch. SA84c, barrage Mattmark).

LA DEFORMATION DES ROCHES DE COUVERTURE

(Gornegrat zone)

Mécanismes de déformation des minéraux,
O.P.A. < c > du Quartz

□ Les roches de couverture mésozoïque affleurent dans la Gornergrat zone et ont été décrite dans la région de Gornegrat (Bearth 1953, 1964, 1976 ; Aubert et al. 1980) près de Zermatt. Elles sont constituées de Schistes, Quartzites et Conglomérats, propices à l'étude de la déformation du Quartz, surmontés de marbres et de dolomies. Au-dessus de cette série affleurent des calcschistes, d'âge jurassique présumé, certains sont considérés comme autochtones sur la série triassique, la plupart font partie de la nappe ophiolitique de Zermatt Saas-Fee (Güller 1947, Bearth 1967).

□ Nous présenterons tout d'abord l'étude de la déformation dans la région de Gornergrat. Cette étude a fait l'objet d'une publication (public 2). Dans cette région les microstructures (en particulier les O.P.A. < c > du Quartz) reflètent les derniers incréments de déformation.

□ Dans la région de Mattmark et Saas Fee, où les roches de couvertures sont affectées de plis spectaculaires (fig. 13,14) les microstructures (Quartz) sont typiques de conditions de déformation plus sévères. Elles caractérisent donc une partie plus importante de la déformation. Le chapitre suivant présentera l'analyse et la discussion de ces microstructures, en particulier le comportement des O.P.A. < c > du Quartz dans les plis.

□ La dernière partie examinera rapidement la déformation des autres minéraux : calcite (marbres) ; micas (discussion de leur utilisation en tant que marqueur de déformation rotationnelle) ; grenats (calcschistes jurassiques).

A/ - LA DEFORMATION DES ROCHES DANS LA REGION DE GORNERGRAT

Microstructures tardives

Publication 2

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 297 (24 octobre 1983) Série II — 613

TECTONIQUE. — *Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont-Rose : étude microstructurale.* Note (*) de **Robin Lacassin**, présentée par Jean Aubouin.

L'étude microstructurale et l'analyse des Orientations Préférentielles des Axes ⟨ *c* ⟩ du quartz dans la couverture de la nappe du Mont-Rose (région de Zermatt) montre que la déformation est liée à un contexte de cisaillement simple, ductile, vers l'Ouest.

TECTONICS. — Microstructural Evidences for a Major Ductile Simple Shear in the Monte-Rosa Nappe Cover Rocks.

We point out that the cover rocks of the Monte-Rosa nappe in the Zermatt area have been intensively deformed in a major simple shear regime. A prominent stretching lineation, trending NW-SE, is subparallel to the shearing direction. The westward thrusting is provided by microstructural observations and the analysis of the quartz c-axes preferred orientation.

La nappe du Mont-Rose [1] et [2] constitue une des principales unités de la zone interne des Alpes suisses. La série stratigraphique mésozoïque autochtone est classiquement décrite dans la région de Zermatt [3], sur le célèbre site de Gornergrat (3 100 m d'altitude). Au-dessus des gneiss de la zone du Stockhorn [3], on observe successivement des micaschistes et des conglomérats (Permo-Trias), des quartzites, marbres et dolomies (Trias), surmontés d'une série de calcschistes (schistes lustrés jurassiques) ([3] et [4]). La première phase métamorphique majeure est du type HP/BT, bien caractérisée dans les ophiolites [5], elle débute probablement au Crétacé; la seconde, de moindre intensité débute à l'Éocène ([5] et [6]), dans les quartzites étudiés elle a été daté récemment à 37 Ma [7]. Bien que, dans le détail, la structure soit compliquée (écaillages et plissements) [3], le contexte tectonique général reste simple : ces roches de couverture ont été déformées entre deux unités tectoniques majeures, la nappe des schistes lustrés au-dessus (zone Zermatt-Saas Fee) ([2] et [8]), le socle cristallin du Mont-Rose au-dessous ([2] et [9]). Plus à l'Est, ces roches de couverture sont affectées par un plissement « en fourreau » kilométrique [10], résultat d'une déformation intense dans un contexte de cisaillement ductile. Nous présentons ici l'étude microstructurale de ces roches de couverture dans la région de Gornergrat (*fig.* 1).

CARACTÉRISTIQUES DE LA DÉFORMATION. — Dans toutes les roches, une très forte déformation pénétrative est marquée par : (*a*) Une foliation composite S_{1-2} parallèle à la stratification et plongeant faiblement (10 à 30°) vers le NW. Elle est soulignée par les micas (phengites) syntectoniques, l'aplatissement des rubans de quartz et un rubannement lithologique: (*b*) Une linéation d'allongement (L_a) bien exprimée; de direction moyenne N.285, elle varie entre N.270 et N.310. Elle n'est donc pas, comme celà a été suggéré [4], parallèle au pli rétrodéversé du Mischabel de direction NE-SW (cette direction est également celle des microplis rétrodéversés). Cette linéation est matérialisée par : l'allongement des galets de quartz et des queues de cristallisation, l'alignement des cristallisations syntectoniques (micas, fibres de quartz), la fracturation et l'étirement des porphyroclastes (grenats). Foliation et linéation confèrent aux roches une fabrique de forme du type tectonite LS. Dans les conglomérats, les galets de quartz sont très allongés ($10 \leqq X/Z \leqq 80$, $3 \leqq Y/Z \leqq 8$). Autour des porphyroclastes, les zones abritées, très bien développées dans le plan XZ, sont courtes ou inexistantes dans le plan YZ. Ces caractères montrent que la déformation est toujours proche de la déformation plane ($K \leqq 1$). Ceci est compatible avec un mécanisme de déformation en cisaillement simple. (*c*) Un

microplissement exprimé différemment selon la lithologie. Il est spectaculaire dans les marbres où le rubanement et les lits dolomitiques sont intensément plissés. Les plis sont isoclinaux, de géométrie complexe. Leurs axes sont généralement parallèles à L_a. Quelques structures œillées, observées en sections perpendiculaires à L_a, peuvent être interprétées comme des coupes perpendiculaires à l'axe de plis « en fourreau » [11]. De rares plis de ce type affectent des filons dans les gneiss de la zone du Stockhorn. (*d*) Un boudinage des niveaux compétents (dolomie, aplite...). Dans les marbres les couches dolomitiques sont tronçonnées; les boudins, dont les nez sont perpendiculaires ou obliques à L_a (Lüdersband [12]), traduisent une extension importante parallèlement à L_a. La rotation des différents fragments est cohérente avec une déformation rotationnelle d'Est en Ouest.

L'orientation préférentielle de forme marquée des galets de quartz, l'intense plissement et boudinage, la présence de plis « en fourreau » témoignent d'un taux de déformation très élevé.

MICROSTRUCTURES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES DES AXES (O.P.A.) $\langle c \rangle$ DU QUARTZ. *Microstructures.* — Dans tous les échantillons, le quartz se présente en rubans polycristallins. Les grains sont de petite taille (20 à 50 µm), ils ont une extinction onduleuse. Les joints sont suturés. En accord avec ces caractères optiques, la déformation du quartz est interprétée en terme de déformation plastique [13]. Dans les quartzites et conglomérats

EXPLICATION DE LA PLANCHE

Fig. 1. — Coupe schématique de la région du Mont-Rose (d'après [1] et [3]). Unités principales : MR, nappe du Mont-Rose; SB, nappe du Grand Saint Bernard; DB, nappe de la Dent Blanche; Se, Sezia; S, schistes lustrés et ophiolites.

Fig. 1. — Simplified cross section of the Monte-Rosa area (after [1] and [3]). Units: MR, Monte-Rosa nappe; SB, Grand-Saint-Bernard nappe; DB, Dent-Blanche nappe; Se, Sezia; S, "schistes lustrés" and ophiolites.

Fig. 2. — Aspect du plissement dans les marbres, section YZ.

Fig. 2. — Aspect of folding in marbles, YZ section.

Fig. 3. — Boudinage de niveaux dolomitiques dans les marbres, section XZ.

Fig. 3. — Boudinage of dolomitic layers in marbles, XZ section.

Fig. 4. — Texture des quartzites. (*a*) galet allongé et ruban de quartz; (*b*) gros grains allongés, présentant de nombreux sous-joints, dans le centre du galet; (*c*) petits grains recristallisés, à la périphérie.

Fig. 4. — Quartz microstructures. (a) elongated pebble and ribbon; (b) elongated grains, including a lot of subgrain boundaries, in the centre of the pebble; (c) small recrystallized grains at the pebble boundary.

Fig. 5. — Aspect des grenats en lame mince parallèle à L_a. (*a*), grenats fracturés et présentant des queues de cristallisation; (*b*) et (*c*), grenats syntectoniques à inclusions (quartz) sigmoïdes.

Fig. 5. — Garnet microstructures in a thin section parallel to L_a. (a) fractured garnets with pressure shadows crystallisations; (b) and (c) syntectonic garnets with sigmoidal inclusions of quartz.

Fig. 6. — Orientation Préférentielle des Axes $\langle c \rangle$ du quartz (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur), contours : 1, 2, 4, 6 %. (*a*) éch. SF10, quartzite, Gornergrat, plan XZ, 200 axes $\langle c \rangle$, maxi 9 %; (*b*), éch. SF11, conglomérat à galets de quartz, Gornergrat, plan XZ, 200 axes $\langle c \rangle$, maxi 15 %; (*c*) éch. SF11, plan YZ, 120 axes $\langle c \rangle$, maxi 12 %; (*d*) ech. SF33, quartzite, Hohtälli, 180 axes $\langle c \rangle$, maxi 8 %; (*e*), éch. SF9, micaschiste à grenats (schistes lustrés), Gornegrat, plan XZ, 180 axes $\langle c \rangle$, maxi 8 %.

Fig. 6. — Quartz $\langle c \rangle$ axes preferred orientation (Schmidt diagram, lower hemisphere), contours 1, 2, 4, 6%. (a) sample SF10, quartzite, Gornergrat, XZ plane, 200 $\langle c \rangle$ axes, max. 9%; (b) sample SF11, quartz pebble conglomerate, Gornergrat, XZ plane, 200 $\langle c \rangle$ axes, max. 15%; (c) sample SF11, YZ plane, 120 $\langle c \rangle$ axes, max. 12%; (d) sample SF33, quartzite, Hohtälli, XZ plane, 180 $\langle c \rangle$ axes, max. 8%; (e) sample SF9, garnet micaschist (schistes lustrés), Gornergrat, XZ plane, 180 $\langle c \rangle$ axes, maxi 8%.

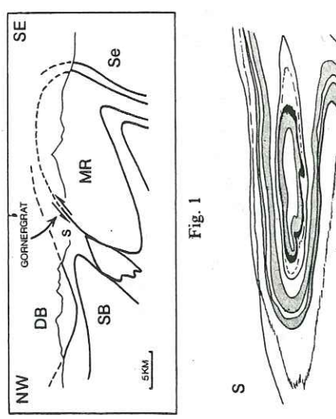


Fig. 1

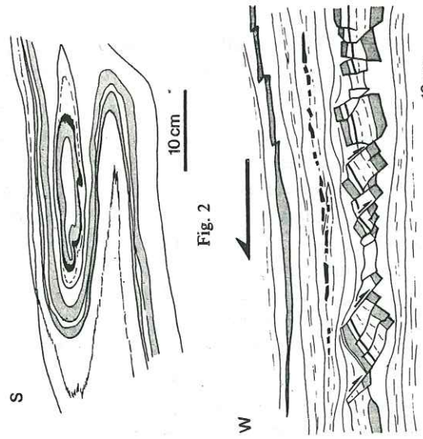


Fig. 2

Fig. 3

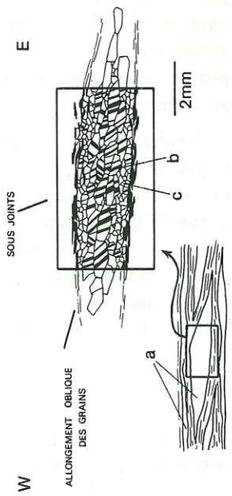


Fig. 4

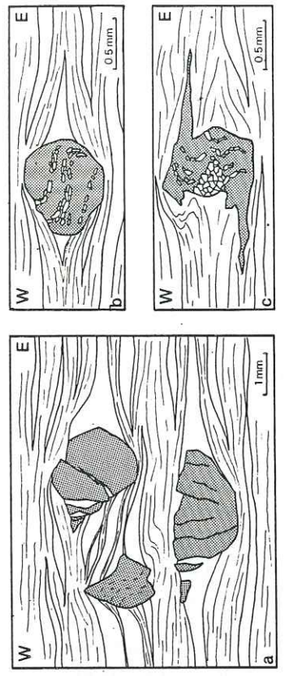


Fig. 5

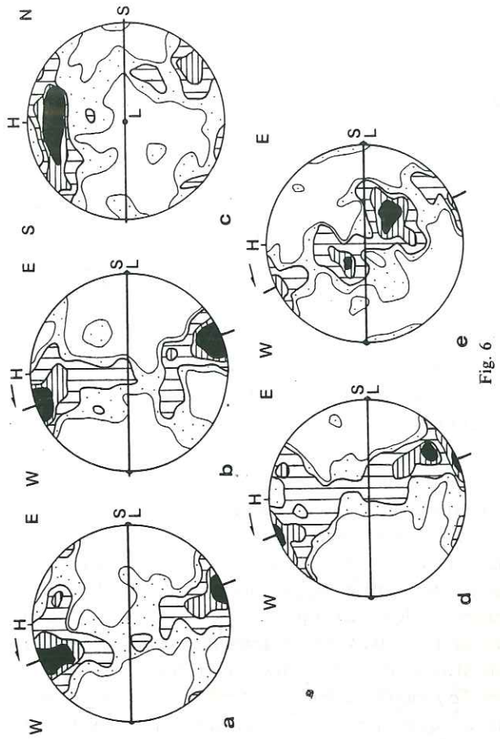


Fig. 6

(éch. SF10, SF11, SF33) les grains de quartz ont un allongement important (X/Z entre 1 et 4). Ces grains allongés ainsi que les nombreux sous-joints ont, par rapport à la foliation matérialisée par les micas, une obliquité constante et marquée vers l'Ouest : l'angle entre la foliation et l'allongement des grains est de 20 à 30°, celui entre la foliation et les sous-joints est en moyenne de 70°. De très petits grains (10 à 20 μm) recristallisés, sans figures de déformation, sont localisés sur les joints de grains. Les phengites, petites (50 μm), recristallisées, et parfois déformées, ont été datées, par la méthode $^{39}Ar^{40}Ar$, à 37,3 ± 0,9 Ma [7]. Dans les schistes lustrés, des niveaux quartzeux ont été analysés (éch. SF9). Les grains de quartz sont équiaxes à peu allongés. Ils ont une extinction onduleuse et les sous-joints observés, assez rares, présentent une obliquité marquée vers l'Ouest. Les joints de grains sont très suturés et lobés, de nombreux petits grains (quelques μm) y sont localisés. Les grenats, nombreux, de taille millimétrique, sont toujours antérieurs à une partie de la déformation (fractures, queues de cristallisation). Certains sont syntectoniques (inclusions sigmoïdes). La forme en S de ces inclusions ainsi que la dissymétrie des zones abritées [14] sont caractéristiques d'une déformation rotationnelle d'Est en Ouest.

Orientation préférentielle des axes $\langle c \rangle$ (*O.P.A.* $\langle c \rangle$). — Les O.P.A. $\langle c \rangle$ montrent une disposition des maximas en une guirlande oblique sur la foliation et L_a. L'angle α entre cette guirlande et la normale à la foliation est de 20 à 30°. Les maximas d'axes $\langle c \rangle$ dans le plan XZ (SF 10, SF 11, SF 33) indiquent la prédominance du glissement basal $\langle a \rangle$. Dans l'échantillon SF9 la présence de maximums proches du centre du diagramme (axe Y) suggère l'intervention de glissements prismatique et rhomboèdrique [15]; l'activité de ces systèmes de glissement est en accord avec la cristallisation syntectonique des grenats et l'intensité (450-500°) du métamorphisme éocène [6]. La dissymétrie des diagrammes est significative d'une déformation non coaxiale ([15] et [16]). L'obliquité de la guirlande d'axes $\langle c \rangle$ montre que le cisaillement se fait parallèlement à L_a vers l'Ouest ([15] et [16]). Dans les quartzites, les microstructures et les O.P.A. $\langle c \rangle$ sont du type décrit par Brunel [17] (allongement oblique des grains, sous-joints d'orientation bien réglée, obliques sur la foliation, activité du glissement basal seul et maximums d'axes $\langle c \rangle$ très marqués dans le plan XZ, valeur élevée de l'angle α, en désaccord avec la très importante déformation). Elles ont été acquises lors des stades tardifs de la déformation [17] probablement à partir de grains déformés et recristallisés dynamiquement lors des stades antérieurs; l'angle d'obliquité α n'est pas représentatif du taux de cisaillement.

Conclusion. — L'étude microtectonique montre que les roches de la couverture de la nappe du Mont-Rose sont intensément déformées. La déformation s'est faite par un mécanisme de cisaillement simple progressif vers le Nord-Ouest. Comme celà est souvent le cas [17], les Orientations Préférentielles des Axes (O.P.A.) $\langle c \rangle$ dans les quartzites ne reflètent que les derniers stades de la déformation. Néanmoins les axes cinématiques et le sens de cisaillement, déduits de ces O.P.A. $\langle c \rangle$, concordent avec ceux mis en évidence par l'étude microtectonique ainsi que les microstructures et O.P.A. $\langle c \rangle$ dans les schistes lustrés, significatives d'une partie plus importante de la déformation. Cette cohérence témoigne de la progressivité et de la constance de la déformation cisaillante; la direction de cisaillement est dans toutes les roches subparallèle à la linéation d'allongement [18].

Ce régime de déformation en cisaillement vers l'Ouest semble général dans la nappe du Mont-Rose ([6] et [19]). Cette déformation, dont une partie au moins est Éocène supérieur [7] correspondrait à un cisaillement d'échelle crustale lors de la collision continentale [20].

(*) Remise le 10 octobre 1983.

[1] E. Argand, *Mat. Carte Géol. Suisse*, 31, 1911, p. 1-26.

[2] A. Guller, *Eclog. Géol. Helv.*, 40, 1947, p. 39-161.

[3] P. Bearth, *Atlas Géol. Suisse, carte et notice Zermatt* (1953); *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 44, 1964, p. 15-26; *Eclog. Géol. Helv.*, 69, 1976, p. 149-161.

[4] D. Aubert, S. Ayrton, P. Bearth, M. Burri, C. Caron, A. Escher, J. P. Schaer et M. Weidmann, Guide excursion, *26th Cong. Geol. Inter.*, Paris, 1980, p. 155-181.

[5] P. Bearth, *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54, 1974, p. 385-397.

[6] M. Frey, J.-C. Hunziker, J. R. O'Neil et H. W. Schwander, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 55, 1976, p. 147-179.

[7] C. Chopin et P. Monie *Contrib. Mineral. Petrol.* (sous presse).

[8] P. Bearth, *Mat. Carte Géol. Suisse*, 132, 1967, p. 1-127.

[9] P. Bearth, *Mat. Carte Geol. Suisse*, 96, 1952, p. 1-94.

[10] M. Mattauer, *Comptes rendus*, 293, série II, 1981, p. 929.

[11] H. Quinquis, C. Audren, J.-P. Brun, P. Cobbold, *Nature*, 273, 1978, p. 43-45; P. Cobbold et H. Quinquis, *J. Struct. Geol.*, 2, 1980, p. 119-126 et M. Faure et J. Malavieille, *Comptes rendus*, 290, série D, 1980, p. 1349.

[12] J.-P. Burg et L. Harris, *Tectonophysics*, 83, 1982, p. 347-363.

[13] S. White, *J. Mater. Sc.*, 8, 1973, p. 490-499.

[14] J. L. Lagarde, *Thèse 3e cycle*, Rennes, 1978, 164 p. et J. Malavieille, A. Etchecopar et J.-P. Burg, *Comptes rendus*, 294, série II, 1982, p. 279.

[15] J. L. Bouchez et A. Pecher, *Tectonophysics*, 78, 1981, p. 23-50.

[16] A. Etchecopar, *Tectonophysics*, 39, 1977, p. 121-139; J. L. Bouchez, *Tectonophysics*, 49, 1978, p. T25-T30; J. P. Burg et P. Laurent, 47, 1978, p. 15-42.

[17] M. Brunel, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, 20, 1978, p. 335-346; *Tectonophysics*, 64, 1980, p. T33-T44.

[18] J. G. Ramsay et R. H. Graham, *Can. J. Earth Sc.*, 7, 1970, p. 786-812.

[19] R. Lacassin, *Comptes rendus*, 296, série II, 1983, p. 777.

[20] M. Mattauer et P. Tapponnier, *Comptes rendus*, 287, série D, 1978, p. 899.

Laboratoire de géologie structurale, L.A., 266 C.N.R.S.,
Université de Sciences et Techniques du Languedoc, 34060 Montpellier Cedex.

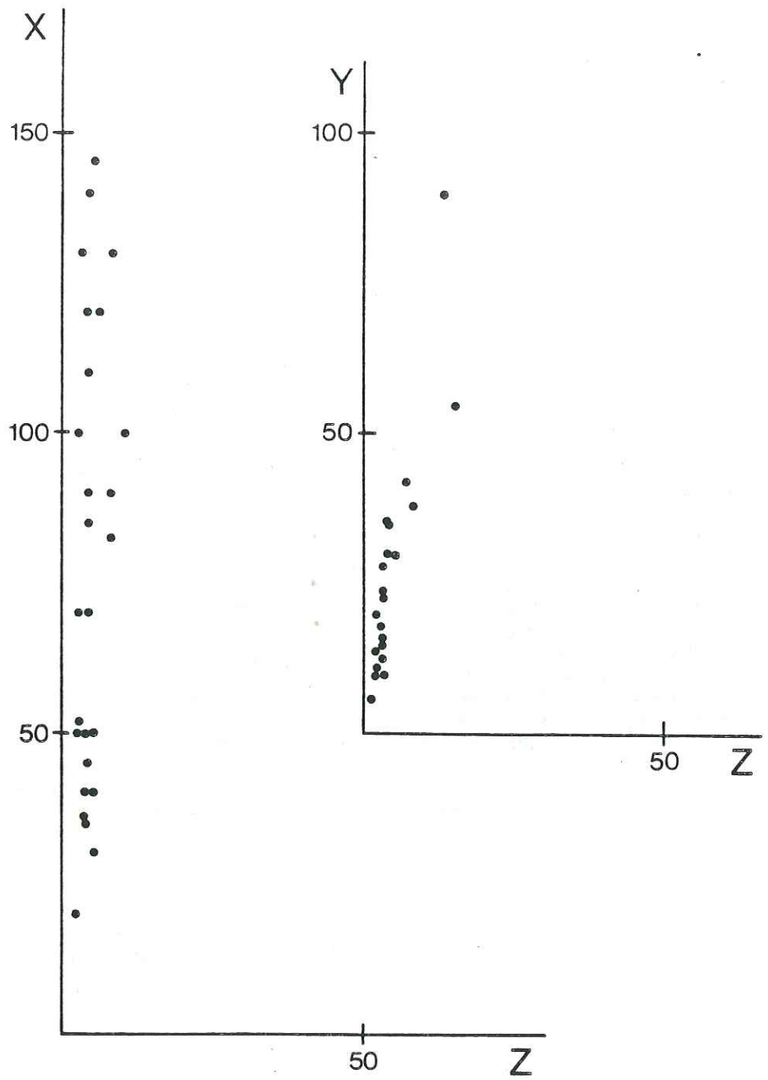


Figure 38 : Fabrique de forme des galets de quartz dans les conglomérats de Gornergrat. Rapports (régression linéaire) : X/Z = 25; Y/Z = 6.

B/ - MICROSTRUCTURE ET DEFORMATION DU QUARTZ DANS LA REGION DE MATTMARK

B.1. - MICROSTRUCTURES

□ Dans les quartzites de Mattmark, les microstructures du Quartz sont généralement différentes de celles observées à Gornergrat. Sauf dans des zones très localisées, on n'observe pas de microstructures typiques de déformation tardive (Brunel 1980) : rubans de grains allongés, obliques sur la foliation, nombreux sous-joints.

□ **Les microstructures observées sont caractéristiques d'une déformation plastique associée à une recristallisation dynamique** et ± restauration (White 1976, 1977 ; Boullier et Bouchez 1978) :

- grains équiaxes, relativement gros (30 à 50 µm) ;
- les joints sont suturés avec de très petits grains recristallisés ou bien rectilignes ; on peut alors observer des jonctions à 120° (recristallisation) ;
- il existe peu de figures de déformation (White 1973) dans les grains (extinction roulante, sous joints ..), mais les orientations préférentielles d'axes < c > sont très marquées (observations au microscope à l'aide de la lame onde, pétrofabriques).

□ Une étude détaillée des différentes familles de grains montre que la recristallisation se fait probablement par désorientation progressive des sous-joints et restauration (Nicolas et Poirier 1976, White 1977) (figure 39).

B.2. - LES O.P.A. < c >

B.2.1. - Caractéristiques des O.P.A. < c >

□ Bien que perturbées dans les charnières de plis, les O.P.A. < c > sont généralement caractérisées par la **Prédominance d'une guirlande d'axes < c > marquée, oblique sur la foliation et la linéation d'allongement.** Les squelettes des diagrammes sont du type décrit par Behrman et Platt (1982) sur la base des simulations de G. Lister (Lister et al. 1978, Lister et Price 1978, Lister

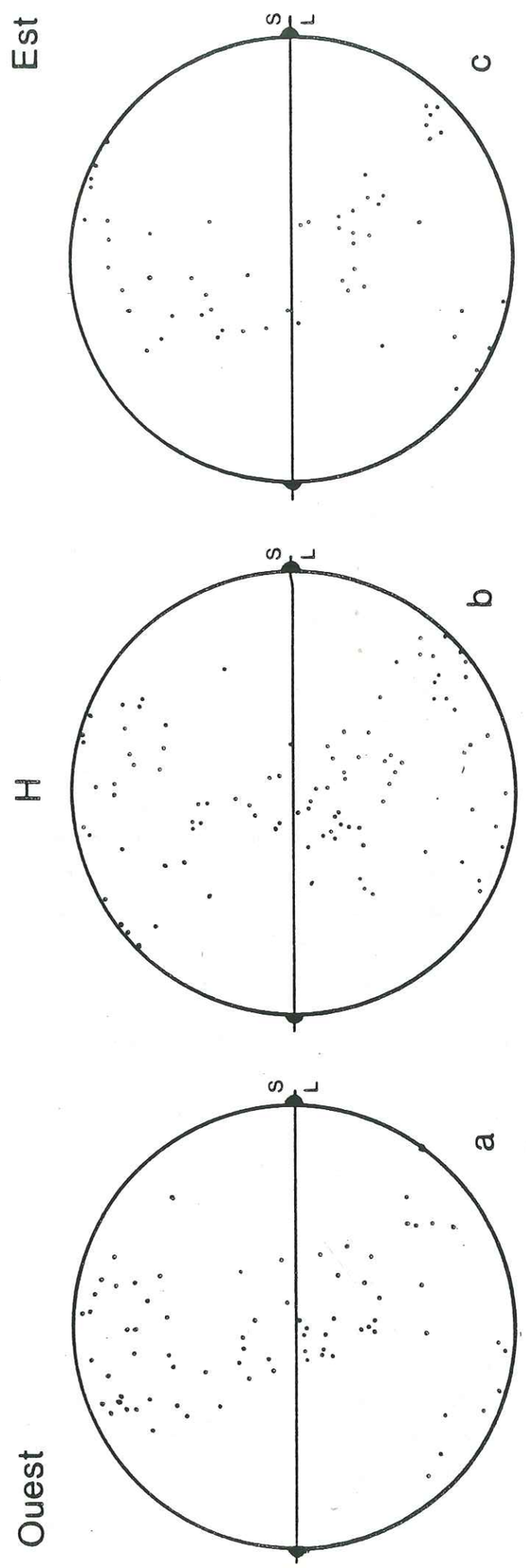


Figure 39 : O.P.A. c du quartz (échantillon SF56, section XZ, quartzites).

a , gros grains (porphyroclastes ?) montrant des figures de déformation.

b , sous-grains.

c , petits grains recristallisés.

et Williams 1979) mais une seule guirlande d'axes c est bien définie (fig. 40).

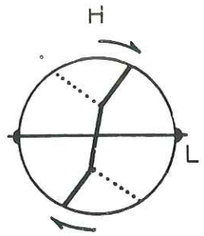


Figure 40 : squelette des pétrofabriques non perturbées par le plissement (par ex. SF 83, SF 58).

□ Les relations entre la partie centrale de la guirlande (proche de l'axe Y) et ses "bras" (qui rejoignent les bords du diagramme) montrent que l'obliquité de la guirlande est représentative du sens de cisaillement dans l'échantillon (Behrman et Platt 1982). Cette interprétation est conforme aux modèles classiques (Nicolas et al. 1972 ; Bouchez et Pêcher 1976 ; Laurent et Etchecopar 1976 Nicolas et Poirier 1976 ; Bouchez 1977 et 1978 ; Burg et laurent ; 1978 ; Brunel 1983).

□ Différents maximas d'axes < c > sont définis dans les diagrammes ; ces maximas dénotent probablement de l'activité de plusieurs systèmes de glissement (Basal, Prismatique ...), (Nicolas et Poirier 1976 ; Bouchez et Pêcher 1981).

B.2.2. - Les O.P.A. <c> dans les plis

□ Deux plis, d'échelles différentes, ont été étudiés en détail :

a) - un pli d'échelle métrique provenant des quartzites triassiques de la Gornergrat zone pincée entre le synforme du Mittaghorn (pli retrodéversé) et les orthogneiss du Portjengrat (Plattjen, au dessus de Saas Fee). Il s'agit d'un pli P_2 replissant une première foliation. Il est parallèle à une linéation d'allongement bien exprimée et de direction N300.

b) - le pli en fourreau de Schwarzberg (Mattauer 1981 et fig. 14) : les quartzites et les marbres triassiques dessinent

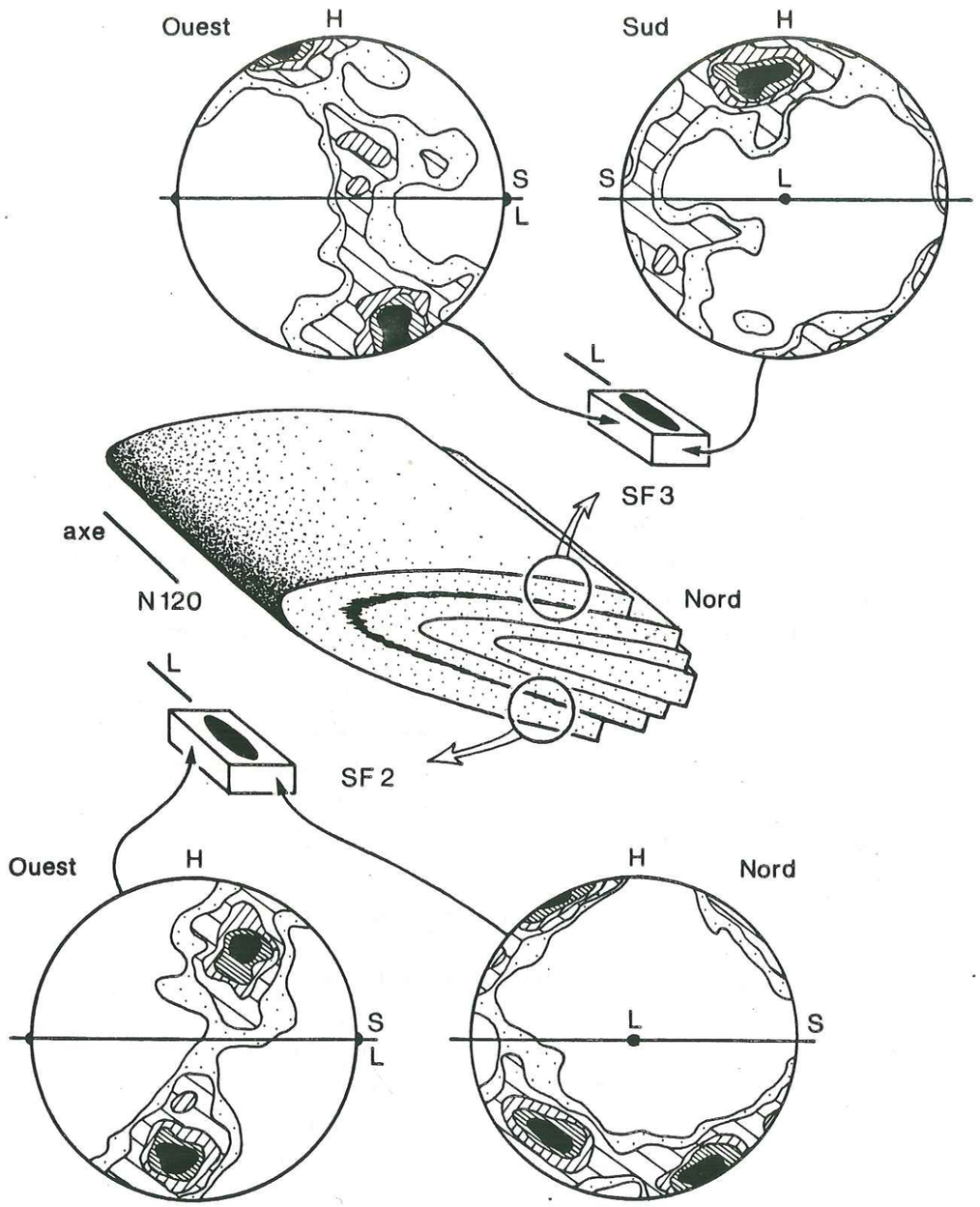


Figure 41 : O.P.A.c du quartz dans le pli de Plattjen. Les diagrammes sont présentés en section parallèle à L et perpendiculaire. Contours : 1,2,4,6,8%.

une structure "en oeil" en section N-S. Les axes de plis de toute échelle ainsi que la linéation d'allongement sont WNW-ESE.

□ Pour chaque échantillon, les mesures ont été généralement effectuées dans deux lames minces perpendiculaires :

- l'une perpendiculaire à S et parallèle à L,
- l'autre perpendiculaire à L.

Les diagrammes obtenus dans les deux sections sont superposés après rotation. Ils sont présentés à la fois en section XZ (parallèle à L et à l'axe du pli) et YZ (perpendiculaire à L).

□ Les O.P.A. < c > dans les flancs du pli 2 de Plattjen sont présentées fig. 41 . Celles mesurées dans le pli en fourreau de Schwarzberg sont synthétisées fig. 42 et les différents diagrammes sont présentés fig. 43.

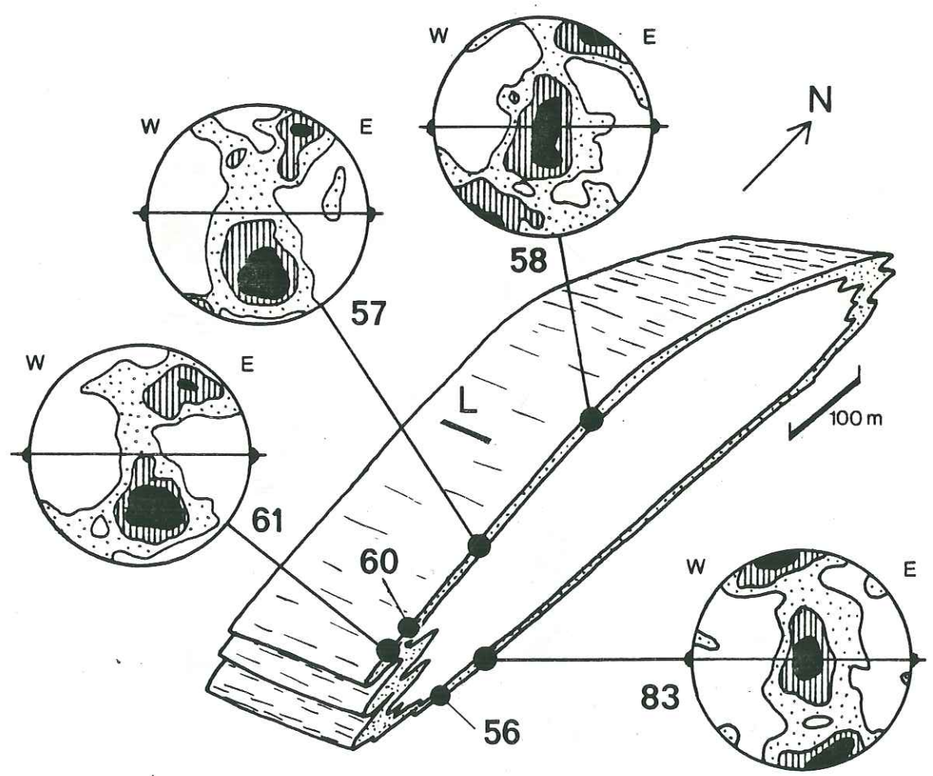
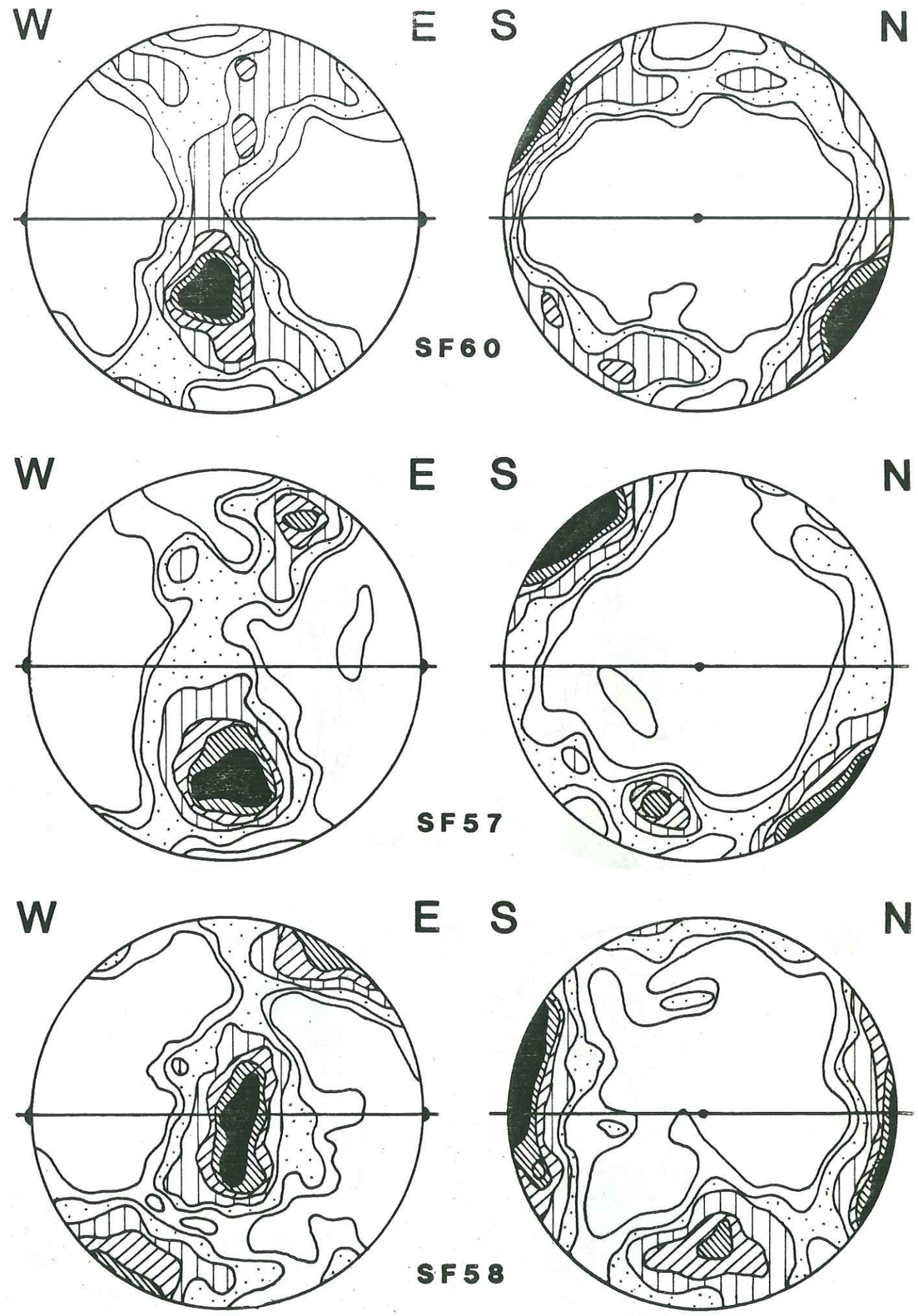
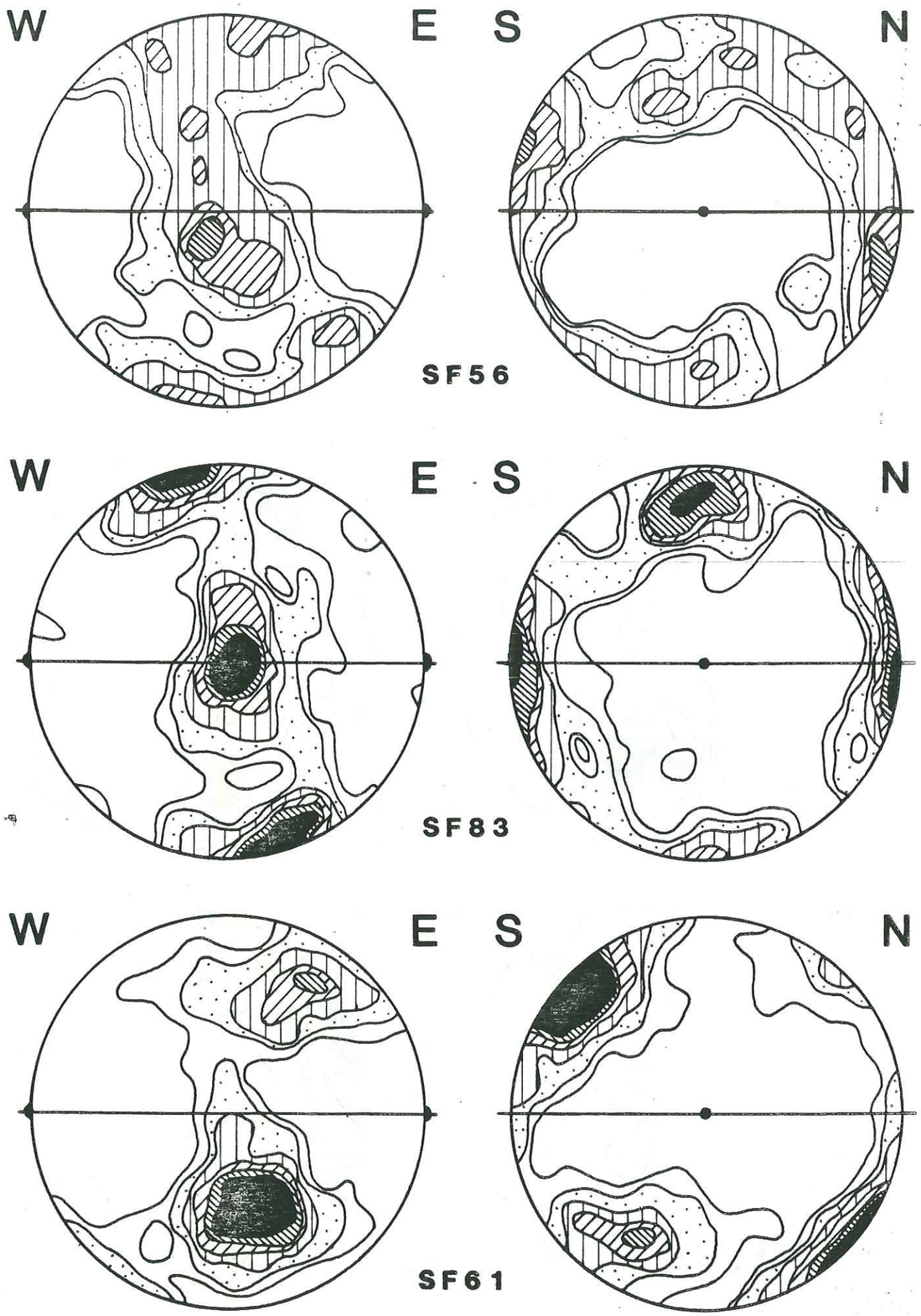


Figure 42 : O.P.A. <c> du quartz dans le pli de Schwartzberg. Les diagrammes sont présentés en section parallèle à L (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur). Les numéros correspondent aux échantillons et aux diagrammes présentés dans les pages suivantes.

Figure 43 : O.P.A.c dans le pli en fourreau de Schwarzberg. Les différents diagrammes sont présentés en section parallèle à L (à gauche) et perpendiculaire (à droite). Contours : 0.5,1, 2,4,6,8%.





□ Dans les deux cas étudiés on constate que les diagrammes d'axes <c> sont dissymétriques : guirlandes obliques sur la linéation d'allongement. **Cette linéation représente donc probablement la projection de la direction de cisaillement, dans la foliation** (Nicolas et al. 1972, Nicolas et Poirier 1976).

□ **Les dissymétries sont inversées d'un flanc à l'autre des plis** : c'est le cas dans le pli 2 de Plattjen ainsi que dans le pli en fourreau de Schwarzberg (comparer SF 58 et SF 83). Les sens de cisaillement (à l'échelle de l'échantillon) déduits de ces pétrofabriques sont donc inverses dans les flancs des plis étudiés.

□ Dans le pli de Schwarzberg, les échantillons situés près de la charnière dans le flanc supérieur (SF 57, 60, 61) montrent des O.P.A. <c> désorganisées ou complexes.

B.2.3. - Interprétation : O.P.A. <c> et plissement

□ On considère généralement que les O.P.A. <c> sont représentatives de la fin de la déformation ductile ou tout au moins très influencées par les derniers incréments (Brunel et Geyssant 1978 ; Lister et Price 1978 ; Lister et Williams 1978 ; Brunel 1980, 1983).

□ Dans ce cas les O.P.A. <c> dans les plis reliés à la déformation majeure devraient avoir la même dissymétrie dans les deux flancs ; dissymétrie acquise après le plissement. C'est effectivement ce que l'on observe généralement dans les mylonites (Brunel 1980, 1983).

□ Par contre, si le plissement perturbe peu les O.P.A. <c> acquises précocement, et que les axes de plis sont parallèles à la direction de cisaillement, on observera des dissymétries inverses dans les flancs des plis. Dans ce cas, les O.P.A. <c> subissent une rotation quasi-passive et sont peu modifiées. De telles rotations de fabriques ont été décrites dans les zones de cisaillement du Cap de Creus, dans des plis replissant une première foliation (Carreras et al. 1977). Bien que tardifs, ces plis, parallèles à la linéation d'allongement, sont néanmoins reliés à la déformation progressive majeure ; ce sont des "plis a".

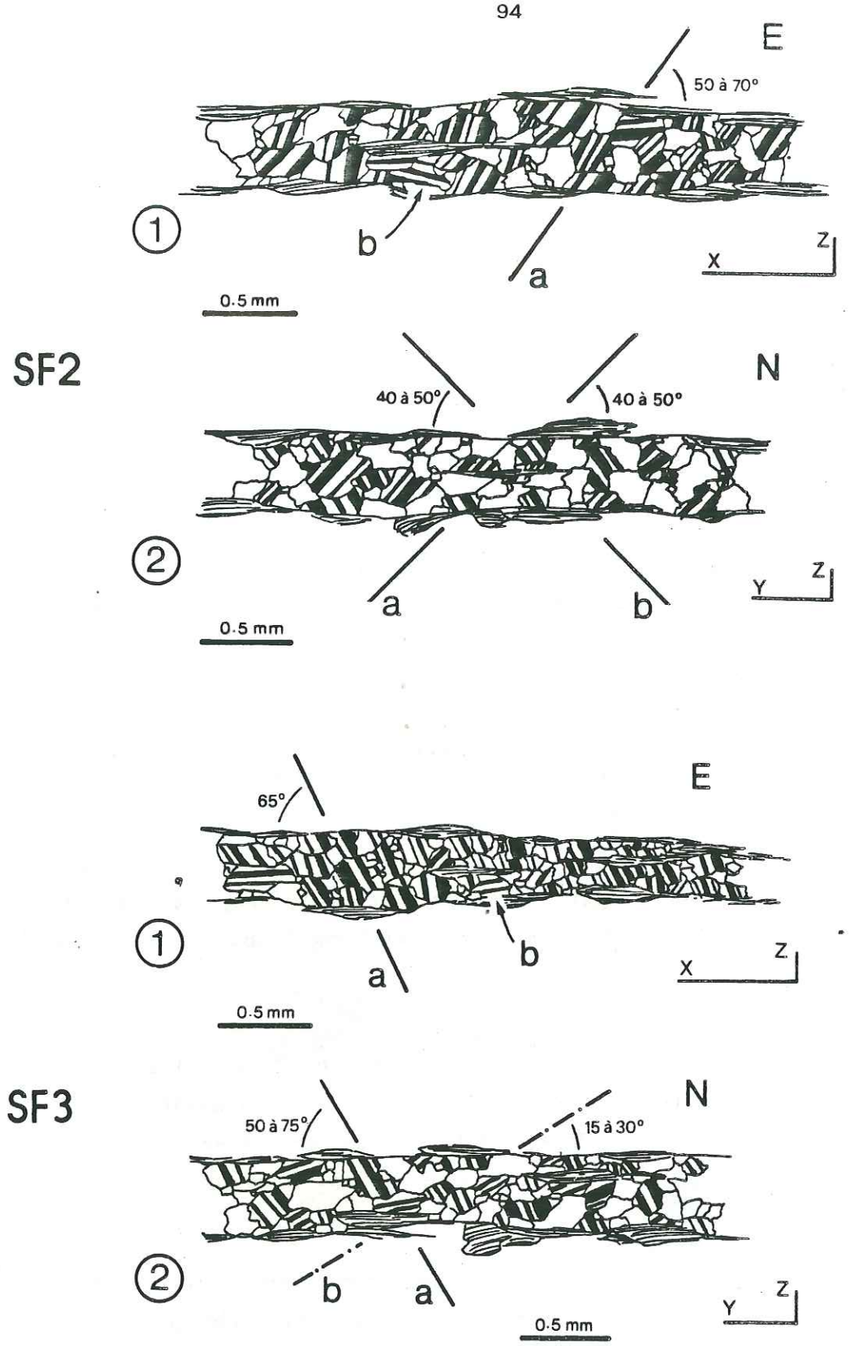


Figure 44 : Microstructures du quartz (sous-joints), dans les flancs du pli de Plattjen.

SF3 : - 1, lame // L; a, sous-joints prismatiques obliques sur la foliation; b, rares sous-joints sub// à la foliation. - 2, lame ⊥ L; a, la plus marquée oblique; b, rares.

SF2 : - 1, lame // L; a, sous-joints prism. obliques; b, rares sous-joints sub// à la foliation. - 2, lame ⊥ L; a et b, deux familles de sous-joints, obliques (45°).

□ Bien que d'autres phénomènes entrent probablement en jeu (par exemple : déformation hétérogène durant le plissement, non passif, introduisant des couples cisaillants inverses dans les flancs) les O.P.A. <c> dans les plis étudiées peuvent être expliquées par des rotations passives des fabriques.

□ Dans le pli A (plis 2 de Plattjen), les diagrammes d'axes <c> ne sont pas équivalents dans les deux flancs : c'est particulièrement net sur les diagrammes présentés en section YZ (perpendiculaire à L). Les microstructures tardives (sous joints) observés dans certains rubans sont cohérentes avec les O.P.A. <c> (fig. 44) :

- en section XZ : la majorité des sous-joints sont obliques sur la foliation, l'obliquité est représentative du sens de cisaillement (Fig. 44).

- en section YZ : les microstructures sont différentes dans les deux échantillons. Dans SF2 on observe deux familles de sous-joints, obliques sur la foliation (angle autour de 45°, Fig. 44). Dans SF3 on observe une famille majeure de sous-joints, oblique sur la foliation (angle 50 à 75°) ; son obliquité dénote d'un cisaillement vers le Sud.

□ L'évolution des O.P.A. <c> dans ce pli peut être interprétée comme suit (Fig. 45) :

(1) Acquisition des O.P.A. <c> durant la déformation majeure : cisaillement.

(2) Plissement : rotation passive des O.P.

(3) Influence de la déformation durant (ou après) le plissement : - aplatissement dans SF2 (les maximas d'axes <c> se divisent et évoluent vers une couronne centrée sur Y) ; - cisaillement vers le Sud dans SF3 (? glissement sur la foliation 1 durant la formation du pli).

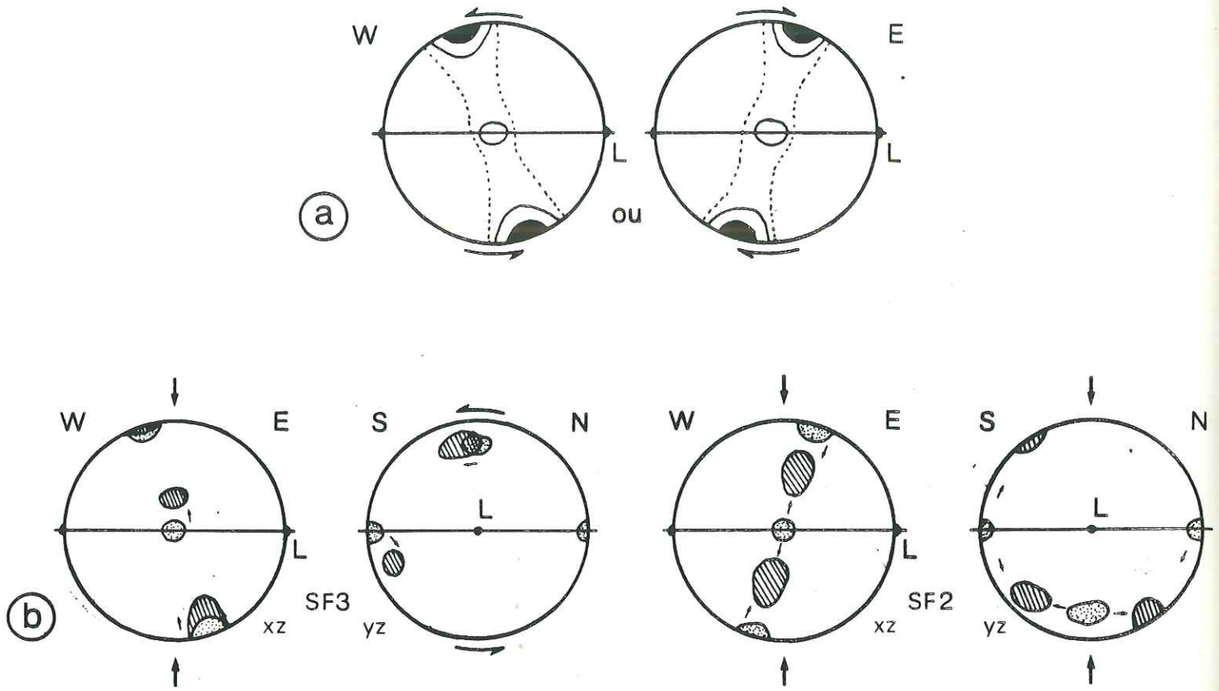


Figure 45 : Evolution des O.P.A <c> dans le pli A (Plattjen). a, acquisition des O.P.A. <c> dans un régime de cisaillement simple (vers l'Est ou vers l'Ouest) ; b, le plissement provoque une rotation des fabriques et modifie la répartition des maximas (composante de cisaillement vers le Sud dans SF3, d'aplatissement dans SF2).

☐ L'interprétation des observations sur le pli en fourreau de Schwartzberg est beaucoup plus hypothétique. En effet il semble difficile de former et faire évoluer une telle structure sans invoquer une déformation (cisaillement) intense. Dans ce cas la rotation passive de fabriques précoces est problématique. Pour l'instant nous proposons de considérer l'influence de deux phénomènes en plus des rotations éventuelles :

- hétérogénéités de déformation dans un plissement non passif (séries bien litées, présence de quartzites et marbres).
- Influence de rétrocharriages (vers l'Est) dans le flanc supérieur du pli.

☐ D'autres mesures dans les plis associés, permettrons de trancher entre ces différents facteurs.

C/ - LA DEFORMATION DES AUTRES MINERAUX

☐ Trois autres minéraux aux groupes de minéraux sont intéressants à étudier du point de vue des mécanismes de déformation :

- micas, principalement dans les quartzites ou les différents cristaux sont isolés ;
- grenats, syntectoniques ou déformés (principalement calcschistes) ;
- calcite, dont les microstructures tardives (mâcles) permettent d'avoir une idée de l'état de contrainte (dans les marbres et les calcschistes).

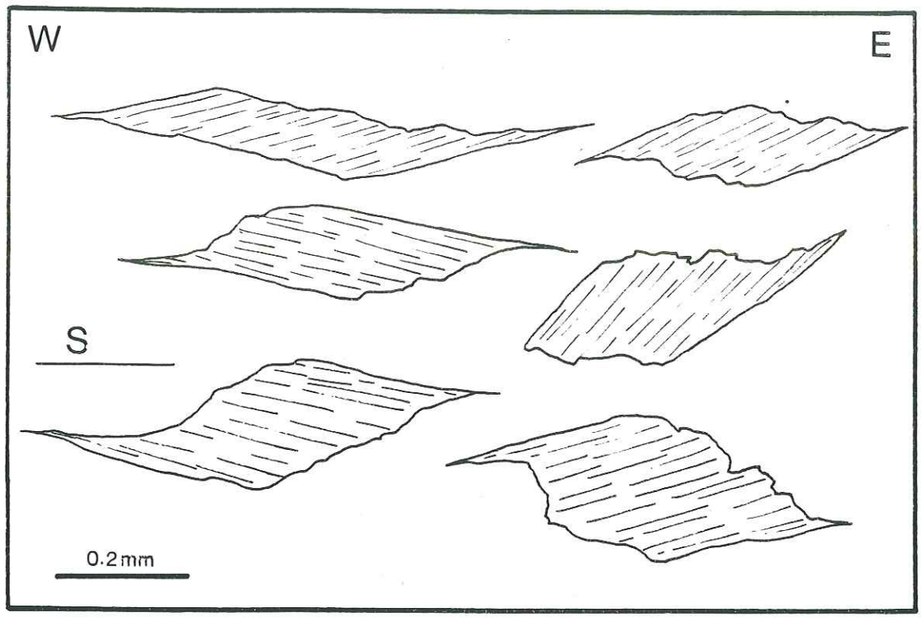
C.1. LA DEFORMATION DES MICAS

☐ Dans les roches mésozoïques les micas sont toujours néoformés lors du métamorphisme alpin : micas blancs de composition phengitique (Monié 1984). Leur déformation a été étudié dans les quartzites où les cristaux sont isolés dans la matrice quartzeuse et leur forme bien définie.

☐ En section parallèle à L, la foliation est définie par l'orientation préférentielle de forme des micas (O.P.F.), leurs clivages (bien que certains soient obliques lorsque les cristaux sont sigmoïdes), et par les rubans de quartz. En section perpendiculaire à L, l'O.P.F., et donc la foliation est moins bien définie ; les cristaux sont rarement sigmoïdes.

☐ Les micas montrent parfois des figures de déformation: extinction roulante, kink-bands, fentes (figure 47). En section parallèle à L et perpendiculaire à S, ils sont parfois boudinés et cisaillés (figure 48) ; les différents fragments ont alors une forme sigmoïde.

☐ **De nombreux micas ont une forme sigmoïde ou losangique** (figure 46), bien que ne présentant pas de figures de déformation nettes. Ils paraissent donc avoir été déformés (après leur cristallisation) : étirement, glissement sur les plans de clivages (001).



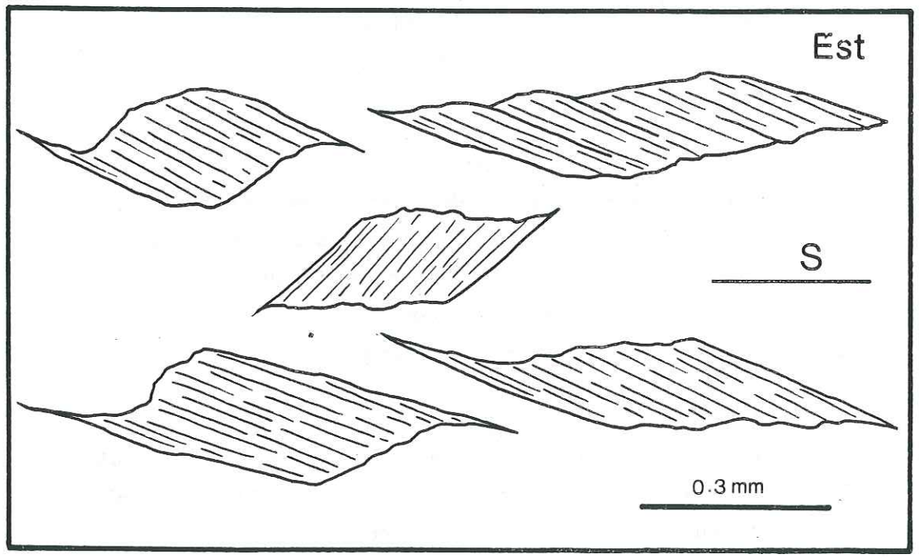


Figure 46 : Micas (phengites) dans les quartzites de Mattmark. Section // L.
a, échantillon SF83, le cisaillement est sénestre (O.P.A. <c>) ;
b, échantillon SF60, cisaillement dextre.

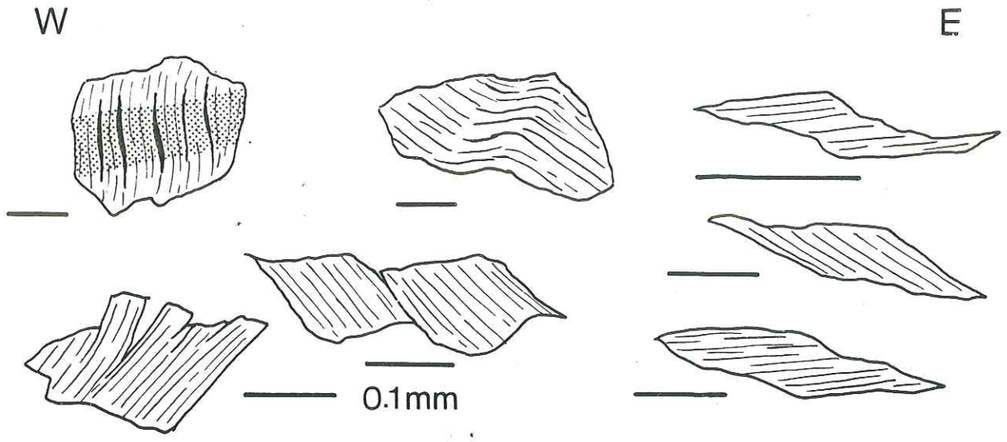


Figure 47 : Déformation des micas dans les quartzites de Gornergratt (Public 2), échantillon SF 11, section parallèle à L, la barre d'échelle représente 0,1 mm.

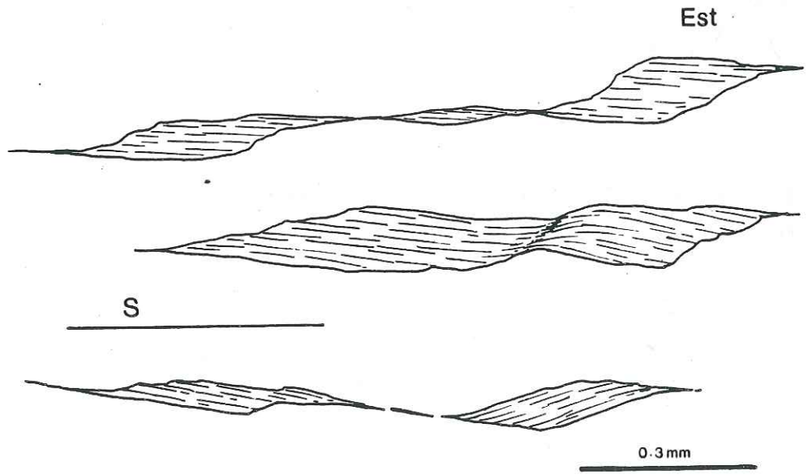


Figure 48 : exemple de micas cisaillés dans des quartzites (éch. SF 60), section parallèle à L. Le cisaillement est dextre (O.P.A. < c >)

□ Plusieurs études ont montré que la déformation et la dissymétrie des micas sigmoïdes sont souvent représentatives du sens de cisaillement (Eisbacher 1970, Burg et Laurent 1978, Lagarde 1978).

□ La forme des phengites dans des échantillons de quartzites où la déformation est clairement rotationnelle et le sens de cisaillement bien connus grâce aux O.P.A. < c > , montre

050 032563 9

que dans notre cas, la dissymétrie des phengites ne caractérise pas de façon simple le sens de cisaillement (figure 49). Il existe en effet dans la même lame mince, des cristaux qui montrent des dissymétries et des sens de glissement inverses, certains dextres, d'autres sénestres :

- certains cristaux antithétiques du cisaillement général ont un angle fort entre clivage et foliation (figure 49c) ; ils peuvent facilement être interprés en terme de glissements inverses (Etchecopar 1974).

- les autres cristaux, syn et antithétiques, ont en moyenne le même angle entre foliation et clivages, mais en sens opposé pour chaque type (figure 49).

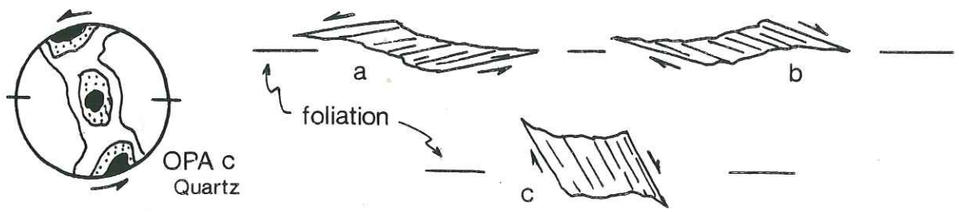


Figure 49 : micas sigmoïdes dans les quartzites, différents types. Le sens de cisaillement est donné par les O.P.A. <c>.

☐ Une rapide étude statistique des sens de glissement apparents montre une prédominance des cristaux à glissements synthétiques par rapport au cisaillement général :

Echantillon SF 60, cisaillement dextre
- sens apparents : (100 micas)
Dextres 40%
Sénestres 15%
Indéterminés 45% (cristaux non déformés, forme irrégulière ...)

Echantillon SF 83, cisaillement sénestre
- sens apparents : (150 micas)
Dextres 14%
Sénestres 38%
Indéterminés 48%

☐ La forme et le cisaillement des micas boudinés est, quant à elle, toujours représentative du sens de cisaillement (figure 48).

INTERPRETATION

☐ Les micas sont syntectoniques. Les cristaux apparus sur la fin de la déformation ne seront donc pas déformés ; leur forme sera quelconque ("indéterminés", dans les exemples ci-dessus).

☐ En accord avec les simulations d'A. Etchecopar (1974), la déformation des micas semble répondre au modèle ci-dessous :

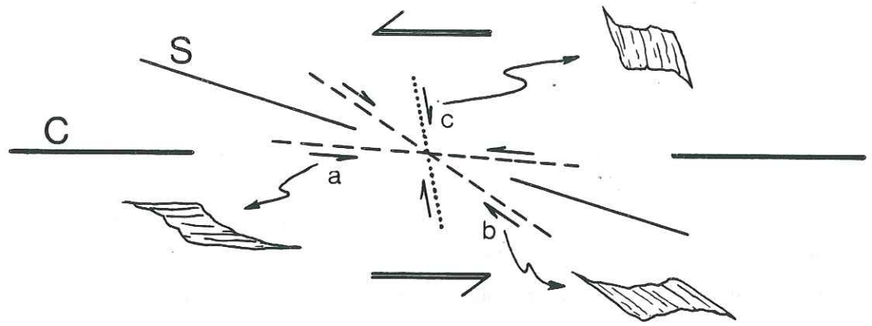


Figure 50 : Modèle pour la déformation des micas dans les quartzites. a : glissement synthétique ; b et c : glissement antithétique. C et S représentent respectivement le plan de cisaillement et la foliation.

- glissements synthétiques majeurs : lorsque les cristaux ont leurs plans de glissement proche du plan de cisaillement.
- glissements antithétiques : lorsque les plans de glissement font un angle fort, dans le sens du cisaillement.

☐ Comme le montrent les O.P.A. <c> bien développées, la déformation est intense ; l'obliquité des guirlandes d'axes <c> est faible, l'angle plan de cisaillement-foliation est probablement de l'ordre de 10°. Dans ce cas la position des cristaux antithétiques b pose un problème : l'angle entre les plans de glissement et le plan de cisaillement parait trop faible et ces cristaux devraient glisser dans le sens du cisaillement. En fait il s'agit probablement de cristaux "bloqués" (Etchecopar 1974) évolution du type c ; leur déformation, en glissements antithétiques, s'est faite, peut-être, précocement , et ils peuvent avoir subi, après

leur blocage, une rotation qui les aurait amené dans leur position actuelle.

Dans les charnières de plis 2 on observe généralement :

- deux "générations" de micas, dans les quartzites. Elles définissent deux schistosités, l'une S_1, est replissée, l'autre S_2, est plan axial des plis 2.

- une seule foliation, composite, dans les schistes ; tous les micas sont parallèles à cette foliation.

□ Dans les autres roches mésozoïques (schistes, calcschistes ...), les micas forment des lits polycristallins définissant la foliation. Ils peuvent se trouver dans des queues de cristallisation (grenats) et sont souvent déformés.

C.2. - LA DEFORMATION DES GRENATS

□ Les grenats, liés au métamorphisme alpin (Bearth 1967) sont très nombreux dans les calcschistes, "schistes lustrés" d'âge jurassique paraautochtones ou charriés avec les ophiolites.

□ **Les grenats sont toujours déformés :**

- la foliation moule les porphyroblastes ;

- ils sont très souvent fracturés ; les différents fragments sont étirés parallèlement à la linéation d'allongement ;

- ils supportent des cristallisations en zones abritées, formées de quartz et micas (phengites, parfois chlorite).

□ Les queues de cristallisations sont allongées en section parallèle à L et souvent dissymétriques (Public. 2) ; en section perpendiculaire à L elles sont courtes ou inexistantes.

□ Certains grenats montrent des **inclusions sigmoïdes**, caractéristique d'une cristallisation syntectonique (Publ. 2). On n'observe jamais de grenats hélicétiques (angle de rotation supérieur à 90°, Schoneveld 1977).

□ Les grenats étant antérieurs à une partie de la déformation, il nous a paru intéressant d'essayer de quantifier la déformation acquise postérieurement à leur cristallisation. Pour cela nous analyserons leur répartition dans un échantillon, à l'aide de la **méthode Fry** (Fry 1979) dont l'utilisation est détaillée dans la deuxième partie de cette thèse.

□ Malgré des incertitudes qui seront soulignées plus loin, plusieurs arguments sont favorables à l'application de cette méthode :

- les grenats sont dispersés dans la matrice ;

- dans les échantillons analysés, ils ne sont pas localisés dans les lits de composition particulière ; en effet les rubannements existants sont : soit à une échelle supérieure à celle de l'échantillon (alternance de bancs de lithologie différente), soit à une échelle inférieure à la taille des grenats (rubannement millimétrique parallèle à la foliation).

- lors de leur cristallisation, il existe probablement une distance minimum entre les porphyroblastes.

- les fragments de cristaux fracturés sont toujours reconnaissables.

□ Trois échantillons ont été analysés. En section XZ (parallèle à L), **des ellipses bien définies ont été obtenues,** malgré le faible nombre de données (entre 60 et 100 cristaux) (fig. 51).

□ Dans les trois échantillons, **le grand axe des ellipses (X_G) n'est jamais parallèle à la foliation ; l'angle entre la foliation et X_G est compris entre 20 et 30°.** Les rapports X_G/Y_G sont de l'ordre de 3 à 3,5.

□ Pour estimer la forme de l'ellipsoïde de répartition, les sections perpendiculaires à l'axe X_G (et donc obliques sur la foliation) ont été analysées. En raison du faible nombre de données (40°) un seul échantillon a donné des résultats significatifs. L'ellipse obtenue a son grand axe (Y_G) parallèle à la foliation. Son rapport Y_G/Z_G est égal à 1,8. l'ellipsoïde de répartition des grenats dans cet échantillon a un rapport de forme K 0.85.

□ Avant toute interprétation, deux questions subsistent :

*** Les porphyroblastes cristallisent-ils de façon échelonnée dans le temps ou bien pratiquement au même moment ?** Si leur cristallisation était très dispersée dans le temps et syntectonique, on ne devrait pas obtenir d'ellipse bien définie.

*** les porphyroclastes cristallisent-ils avec une répartition isotrope dans l'échantillon ?** Nous avons vu que l'effet direct du rubannement était négligeable. Néanmoins l'anisotropie

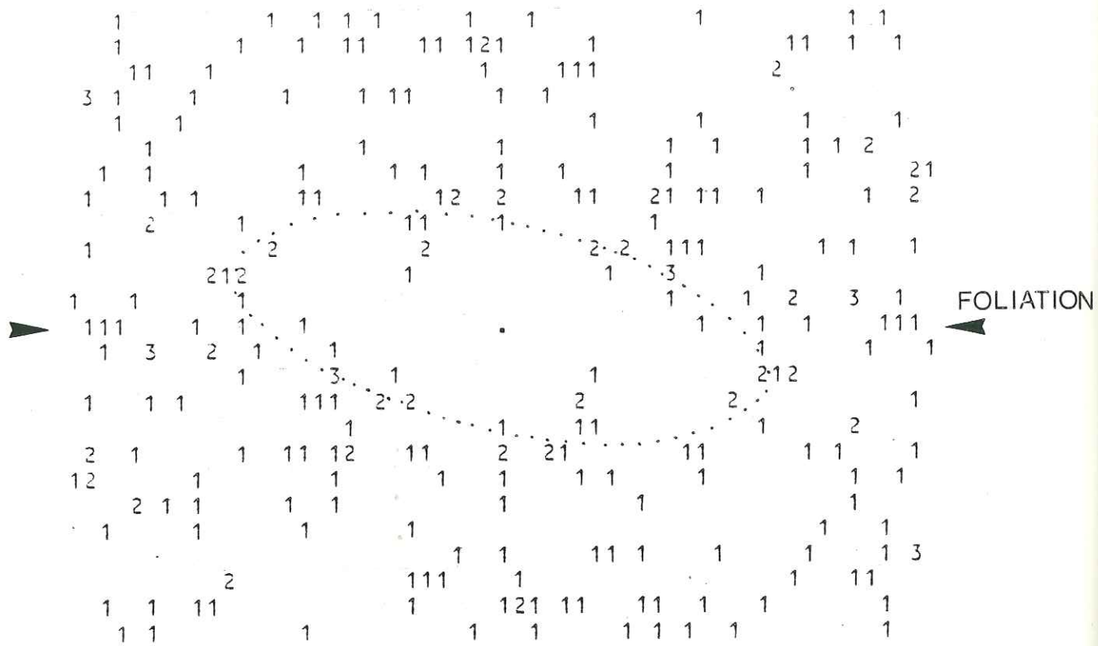


Figure 51 : Diagramme Fry obtenu en section // à la linéation d'allongement : ellipse de répartition des grenats (échantillon SF9, Gornergrat).

(foliation) présente dans la roche a pu influencer la cristallisation des grenats (influence sur la diffusion des éléments chimiques) et introduire une anisotropie dans leur répartition initiale. Dans ce cas l'ellipse finale (observée) serait due à la superposition de l'ellipse de déformation sur l'ellipse d'anisotropie de cristallisation.

□ Considérant :

- la cohérence des résultats dans les trois échantillons
- la bonne définition des ellipses
- le rapport de forme de l'ellipsoïde proche de 1, cohérent avec la fabrique de forme du type tectonite LS
- le parallélismes de Y_G avec la foliation
- l'inclinaison de X_G sur la foliation et la linéation d'allongement.

Je proposerai l'interprétation suivante : (a) l'ellipse obtenue représente bien la déformation postérieure à la cristallisation des grenats, (b) cette déformation a été acquise dans une régime de cisaillement simple (s.l.) ; le plan de cisaillement est proche du plan de foliation. L'angle d'inclinaison de l'ellipse (20 à 30°) est compatible aux marges d'erreur près, avec le rapport X_G/Z_G mesuré (proche de 3). Le sens de cisaillement est identique à celui mis en évidence par les O.P.A. <c> du quartz dans les mêmes échantillons (vers l'Ouest).

Une telle interprétation demande à être confirmée par d'autres analyses. Si elle s'avérait exacte, l'étude de porphyroblastes syntectoniques pourrait être utilisée comme critère de cisaillement.

C.3. - LA DEFORMATION DE LA CALCITE

□ Dans les marbres la calcite forme des rubans de grains allongés, recristallisés durant une intense déformation plastique (Schmid 1983).

□ De nombreux cristaux présentent des **mâcles de type e**, mécanisme majeur de déformation à basse température (Turner et al. 1954). Ces mâcles sont associées à une faible déformation tardive, postérieure ou tardi déformation plastique.

□ Les mesures des mâcles e (orientation et sens de mouvement) sont utilisées pour estimer (Turner 1953) ou calculer (Laurent 1981 et thèse en préparation) l'état de contrainte durant leur formation (orientation et rapport de σ_1, σ_2, σ_3). Les mesures à la platine universelle sont malheureusement très longues et fastidieuses. Dans les cas simples, l'orientation de σ_1 peut être estimée rapidement grâce à une étude au microscope (Laurent comm. pers.).

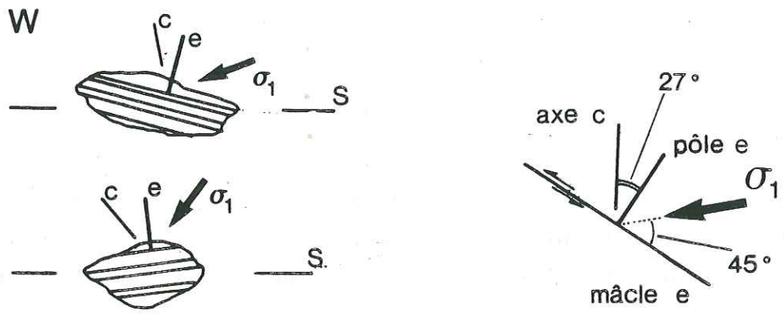


Figure 52 : **Détermination de l'orientation optimale de σ_1 dans des cristaux de calcite mâclés.**

□ On analyse les cristaux dont les plans de mâcle sont perpendiculaires à la lame mince :

- l'orientation du plan de mâcle est repéré par rapport à la foliation.
- le sens de mâclage est déterminé grâce aux rapports entre l'axe <c> et le plan de mâcle.
- on détermine alors la position de σ_1 susceptible d'expliquer la formation de la mâcle (Fig. 52).

L'observation de nombreux cristaux dans la même lame mince permet de tester la cohérence des observations et éventuellement d'en faire une étude statistique.

□ Les échantillons analysés montrent que :

* **σ_1 est situé dans un plan perpendiculaire à la foliation et contenant la linéation d'allongement.**
* **σ_1 est en moyenne à 45° de la linéation d'allongement.**

La déformation tardive de la calcite semble s'effectuer dans un régime de cisaillement simple subparallèle à la foliation et à la linéation d'allongement. Cette déformation, très faible, peut représenter les tous derniers incréments de la déformation ductile majeure.

REGIME DE DEFORMATION

Critères de déformation non coaxiale, discussion et résultats.

□ Le terme **"régime de déformation"** s'applique à une déformation ductile intense, généralement progressive. Il désigne l'ensemble des caractères et des mécanismes tectoniques qui décrivent la déformation observée, et surtout la façon dont elle a été acquise.

□ La caractérisation du régime de déformation consiste en :

(1) Une étude microtectonique.

(2) Une description des axes et du type de l'ellipsoïde de déformation finie, et éventuellement de sa grandeur.

(3) Une étude détaillée des critères qui permettent de différencier une déformation coaxiale d'une déformation non coaxiale.

□ Il caractérise alors les mécanismes de déformation à l'échelle de l'échantillon ou de l'affleurement ; par exemple : aplatissement, cisaillement simple... (Ramsay 1967). Lorsqu'il est bien connu en différents lieux de l'unité tectonique étudiée, il est très intéressant de synthétiser ces observations sur le régime de déformation, à plus grande échelle. Cette synthèse est généralement facile lorsque la déformation est intense et les différentes observations cohérentes et reliables entre elles. On peut alors essayer de définir un phénomène tectonique régional responsable de la déformation étudiée.

A/ - CRITERES DE DEFORMATION NON COAXIALE UTILISES, DISCUSSION :

□ Après l'étude microtectonique et l'estimation de la déformation finie, la caractérisation du régime de déformation passe donc par la démonstration de la coaxialité ou non-coaxialité de la déformation. Lorsqu'il est prouvé que la déformation est non coaxiale, il est en plus important de mettre en évidence le sens de rotation des marqueurs. Ce sens de rotation peut en général être relié au sens de cisaillement, "vorticity" (Means et al 1980, Simpson et Schmid 1983). Cette étude est possible grâce à différents critères présents dans les roches déformées (Eisbacher 1970, Lagarde 1978, Simpson et Schmid 1983).

A.1./ - CARACTERISTIQUES GENERALES DES CRITERES DE DEFORMATION NON COAXIALE

☐ Lorsqu'on étudie une roche déformée, on n'a généralement accés qu'au résultat final, c'est à dire à la "déformation finie". Il est bien connu (Ramsay 1967) qu'une étude d'une déformation finie homogène ne permet pas de caractériser la façon dont elle a été acquise, et en particulier de différencier la coaxialité ou la non coaxialité de la déformation.

☐ Deux types de démarches sont alors possibles pour mettre en évidence ces caractères :

(1) Etude des marqueurs de la **déformation incrémentale.** On observe la succession des différents stades d'évolution de la déformation ; il est alors possible de mettre en évidence des rotations des axes de déformation incrémentale au cours du temps. C'est par exemple le cas des cristallisations minérales, souvent en fibres, dans les zones abritées ou les fentes d'extension (Choukroune 1971, Durney et Ramsay 1973, Malavieille et al. 1982).

(2) Etude des zones où la **déformation est hétérogène.** Il s'agit de zones où la grandeur de la déformation finie et éventuellement l'orientation de ses axes varient, et où des conditions de compatibilité sont imposées pour maintenir la continuité du domaine déformé (Cobbold 1977a, 1980) : zones de cisaillement de toute échelle (Ramsay et Graham 1970) qui représentent des bandes S pour Cobbold (1977 a et b) ; porphyroclastes (feldspaths) dans des orthogneiss : ces porphyroclastes provoquent dans la matrice, et montrent eux mêmes, une déformation hétérogène. A plus petite échelle, la déformation plastique d'un cristal (Quartz, Olivine...) est très hétérogène car guidée par les systèmes de glissement actifs. Les études pétrofabriques permettent, dans les cas simples, de mettre en évidence l'orientation statistique de ces systèmes de glissement et de les comparer avec les axes de la déformation finie.

A.2./ - PRINCIPAUX CRITERES UTILISES

. Zones de cisaillement

Observées principalement sur le terrain. Orthogneiss.

☐ La forme de la foliation dans les zones de cisaillement permet de déterminer facilement le sens de mouvement (Ramsay et Graham 1970) ; voir chapitre .

. Déformation et dissymétrie de porphyroclastes (Feldspaths)

Utilisé sur le terrain ou en laboratoire. Orthogneiss et mylonites.

☐ La déformation des feldspaths dans des zones de cisaillement (sens connu) ainsi que dans les orthogneiss et mylonites a été décrite plus haut. Il en ressort que :

(1) La dissymétrie générale et la position des feldspaths dans l'échantillon est représentative de la coaxialité ou non coaxialité de la déformation. Par exemple, dans des gneiss fortement déformés, la présence de feldspaths allongés fortement obliques sur la foliation, est une preuve de la non coaxialité de la déformation. En effet, en régime cisaillant les porphyroclastes tournent durant toute la déformation progressive (Ghosh et Ramberg 1976) et peuvent donc se trouver dans des positions d'instabilité.

(2) La forme sigmoïde et la dissymétrie des queues de cristallisation et des trainées de feldspath recristallisé peut être utilisée pour déterminer le sens de cisaillement (Lagarde 1978, Simpson et Schmid 1983).

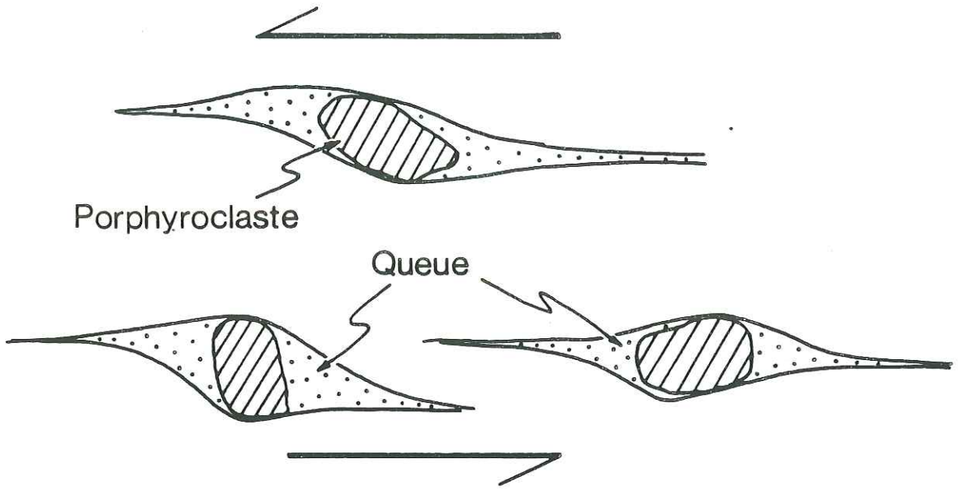


Figure 53 : Principaux types de porphyroclastes utilisés comme critères de déformation non coaxiale. Les "queues" sont composites et formées à la fois de petits feldspaths recristallisés (porphyroclaste déformé) et de cristallisations en zone abritée (Micas, Quartz).

. Microstructures et O.P.A. <c> du Quartz

En laboratoire. Orthogneiss, mylonites, quartzites...

□ Dans certains cas, les microstructures des cristaux de quartz constituent à elles seules un bon critère de cisaillement, représentatif des derniers incréments de déformation : allongement des grains, sous joints obliques sur la foliation (Brunel 1980), lamelles de déformation (Laurent et Etchecopar 1976).

□ Les diagrammes d'orientation préférentielle des axes <c> (mesures à la platine universelle) sont généralement représentatifs de l'histoire de la déformation : symétrie orthorhombique lors d'une déformation coaxiale, monoclinique si non-coaxiale (Sander 1930).

Leur dissymétrie éventuelle par rapport à la foliation permet de déterminer le sens de cisaillement. Deux approches ont été proposées pour interpréter cette dissymétrie :

(1) Analyse statistique des maximas d'axes <c> . Le maximum principal, ou bien la guirlande d'axes <c>, est considéré comme perpendiculaire au plan de cisaillement.

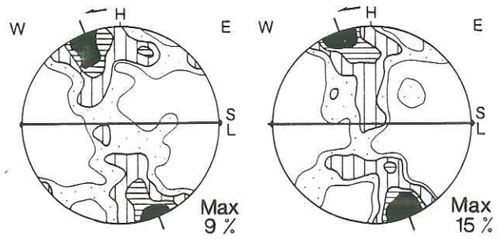


Figure 54 : O.P.A. <c> caractérisées par guirlande d'axes <c> oblique sur la foliation et un maximum très marqué en bordure de diagramme caractéristique d'un glissement basal (Gornergratt, publication 2).

Son obliquité par rapport à la foliation est dans le même sens que le cisaillement (Nicolas et Poirier 1976, Laurent et Etchecopar 1976, Bouchez et Pêcher 1976, Bouchez 1977 et 1978, Burg et Laurent 1978, Boullier et Quenardel 1981, Malavieille et Etchecopar 1981). Ce modèle basé sur les simulations numériques d'A. Etchecopar (1974, 1977), s'applique plutôt aux roches déformées dans des conditions P.T. assez faibles, avec prédominence du glissement basal (0001) <a>.

(2) Analyse du "squelette" des diagrammes d'axes <c> (Behrman et Platt 1982), c'est à dire de la répartition relative des différents maximas dans le diagramme. Cette analyse est basée sur les simulations de G. Lister (Lister et al. 1978, Lister et Price 1978, Lister et Williams 1979). Elle est probablement plus réaliste dans les zones où les conditions P.T. sont assez élevées et donc plusieurs systèmes de glissement sont actifs.

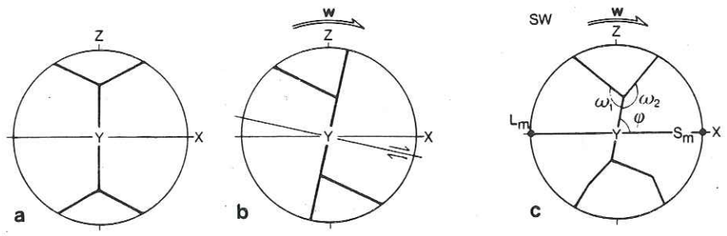


Figure 55 : Squelette d'O.P.A. <c> a et b, simulation d'après Lister et Hobbs (1980); a, déforamtion coaxiale plane ; b, cisaillement simple progressif ($\gamma = 4.0$); c, squelette d'O.P.A <c> naturelle (d'après Behrman et Platt 1982).

□ Comme celà a été récemment souligné par C.W.Passchier (1983a) les dissymétries des O.P.A. <c> doivent être utilisées avec précaution. Il est en particulier primordial de ne pas tirer de conclusions à partir d'un seul diagramme sans autres observations et arguments.

. Cristallisations en zones abritées

En laboratoire principalement (microscope).

□ Les cristallisations en zones abritées, symétriques ou dissymétriques, sur des porphyroclastes (par ex. Grenats) sont généralement de bons critères de déformation non-coaxiale (Malavieille et al. 1982).

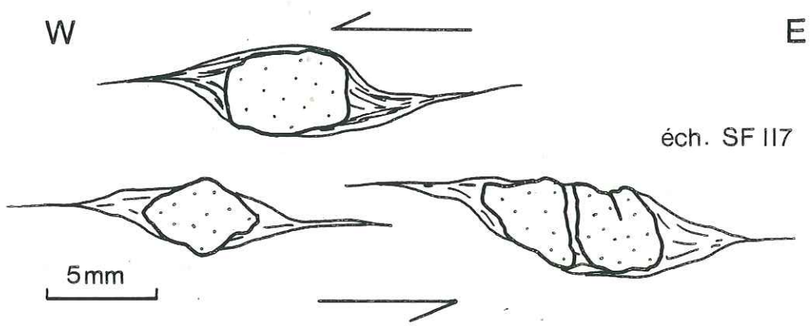


Figure 56 : Cristallisations en zone abritée sur des grenats (section parallèle à la linéation d'allongement.

. Objets cisaillés et boudinés

Sur le terrain.

□ Ces critères sont généralement tardifs. Nous avons par exemple observé des filons de quartz boudinés et cisaillés dans des paragneiss, des boudins d'amphibolites cisaillés dans la Furg-zone...

Autres critères :

- Microplis d'entraînement dans les mylonites et orthogneiss.

- Plans de cisaillement (mylonites) : plans C ou C', "shear band cleavage". Ces plans sont généralement considérés comme synthétiques du cisaillement majeur (Berthé et al. 1979) ; lorsque la déformation est coaxiale (aplatissement) les plans de cisaillement doivent être conjugués(Platt et Vissers 1980). Néanmoins des résultats récents semblent montrer que l'utilisation de ces critères est parfois peu sure : il peut en effet exister des plans conjugués dans un régime de cisaillement simple (Harris 1984), de même dans certains cas il peut n'exister que des plans antithétiques (Garcia Celma 1983).

- Inclusions sigmoïdes dans des cristaux syntectoniques (Grenat , Albite). La non-coaxialité de la déformation n'est prouvée que lorsque l'angle de rotation est supérieure à 90° (Schoneveld 1977).

□ Ces différents critères doivent être utilisés avec précaution. Ils doivent être cohérents entre eux. Pour les critères de rotations d'objets, et en particulier les cristallisations en zone abritées, il faudra observer de nombreux porphyroclastes ; leur sens de rotation sera constant si la déformation est non coaxiale, dans les deux sens si elle est coaxiale.

B/ - RESULTATS
****

L'étude détaillée de la déformation et de ses mécanismes a été présentée plus haut (voir en particulier, Public. 1 et 2). Je me contenterai ici d'une synthèse des observations touchant le régime de déformation, et m'attacherai surtout à replacer ces observations dans leur cadre régional.

B.1./ - MICROTECTONIQUE - DEFORMATION FINIE

□ Les deux structures microtectoniques majeures sont :

(1) Une foliation très bien exprimée dans toutes les roches déformées. Dans les orthogneiss et en particulier dans les zones de cisaillement cette foliation est la seule observée et résulte d'une déformation progressive. Par contre, dans les roches mésozoïques plissées, elle est composite (S_{1-2}).

(2) Une **linéation d'allongement, d'étirement et minérale,** la plupart du temps très bien marquée. La direction de cette linéation est en moyenne WNW-ESE. Jusqu'à présent, son parallélisme avec les axes de microplis faisait qu'elle était interprétée comme perpendiculaire à la direction de mouvement ; dans cette interprétation elle matérialiserait un axe de rotation durant la déformation (linéation "b").

□ Il est généralement admis que la foliation représente le plan XZ de l'ellipsoide de déformation finie ; la linéation d'allongement représente l'axe d'étirement (X). Hormis dans les lentilles granitiques non déformées et sur les bordures de zones de cisaillement, la déformation est intense dans toutes les roches : la plupart montrent des microstructures caractéristiques des mylonites. Des ordres de grandeurs tels que $X/Z > 15$ dans les gneiss, $X/Z > 50$ dans les mylonites, sont vraisemblables.

□ La déformation finie est dans la majorité des roches déformées, **proche de la déformation plane** ($K \simeq 1$).

B.2./ - DEFORMATION NON COAXIALE

□ Dans les échantillons étudiés, les caractéristiques de la déformation ont été analysées dans les deux plans principaux de l'ellipsoïde de déformation perpendiculaires à la foliation : - plan perpendiculaire à L (YZ) ; - plan parallèle à L (XZ).

- Plan YZ - Dans ce plan, **la déformation est coaxiale.** Lorsque des rotations d'objets sont observées (orthogneiss), elles sont faibles, n'affectent pas tous les porphyroclastes et se font dans des sens opposés suivant les cristaux considérés. On n'observe jamais de porphyroclastes sigmoïdes et fortement cisaillés.

- Plan XZ - Dans ce plan, parallèle à la linéation d'allongement, **la déformation est toujours fortement non-coaxiale.** Par exemple la fabrique des gneiss est dissymétrique (orientation des feldspaths, porphyroclastes sigmoïdes...). Les différents critères et les sens de rotation sont cohérents entre eux ; ils permettent de déterminer le sens de cisaillement.

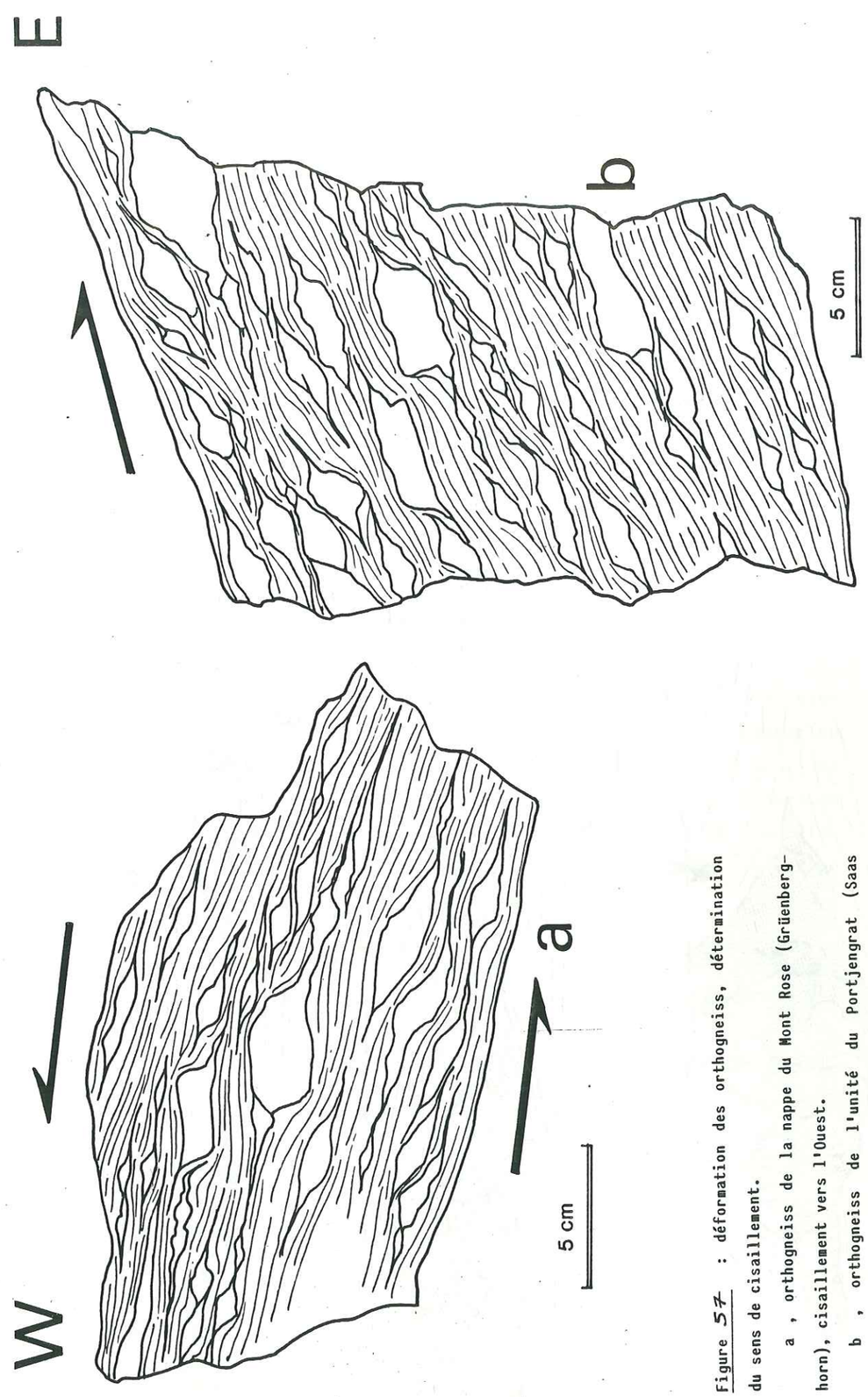


Figure 57 : déformation des orthogneiss, détermination du sens de cisaillement.

a , orthogneiss de la nappe du Mont Rose (Grünenberghorn), cisaillement vers l'Ouest.

b , orthogneiss de l'unité du Portjengrat (Saas Fee), cisaillement vers l'Est.

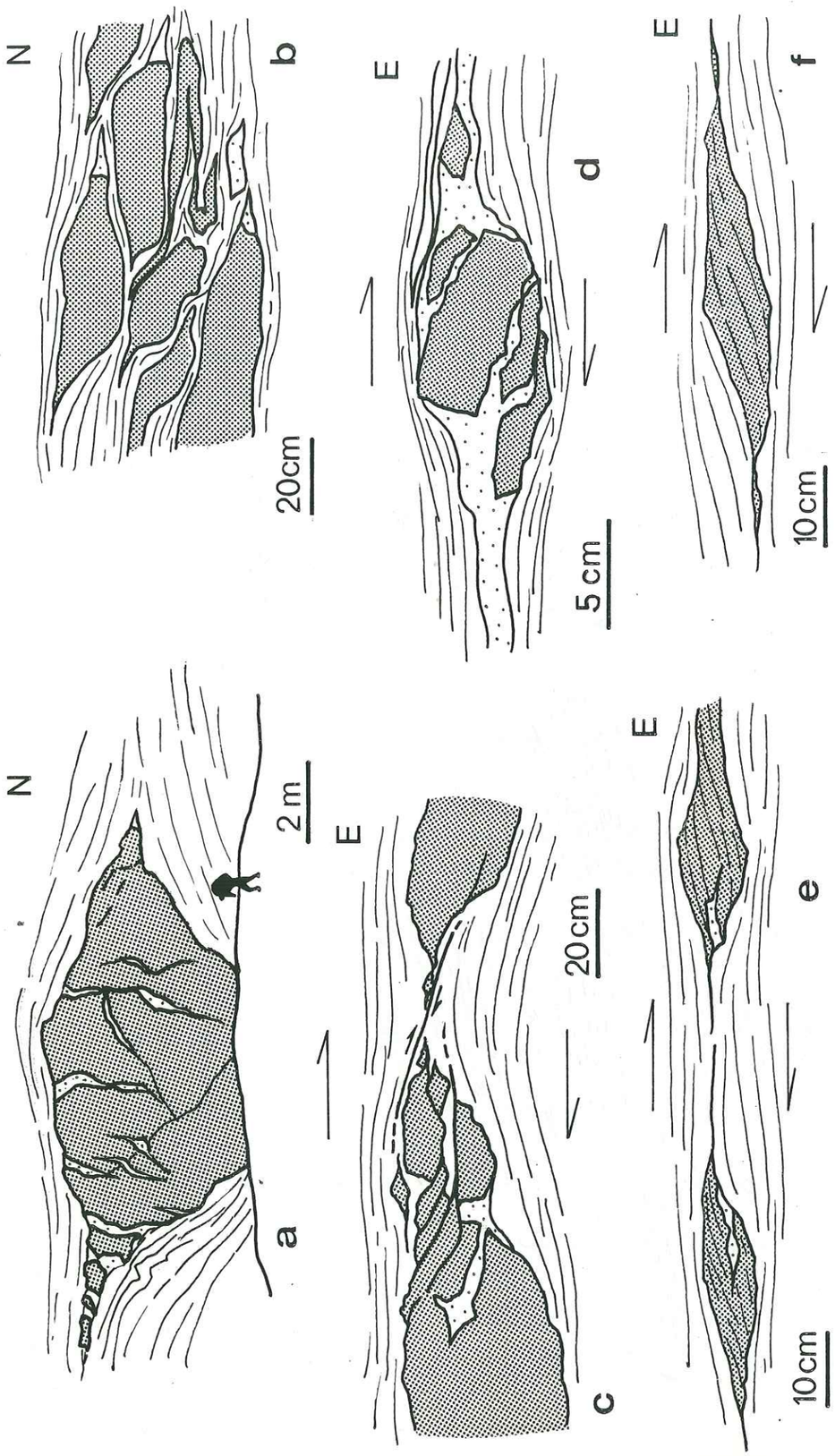


Figure 58 : Boudins d'amphibolites dans la Furg zone. a et b : aspect du boudinage à différentes échelles. c, d, e, f : boudins cisaillés en sections E-W à NW-SE (// à L.). Grisé : amphibolite, pointillé lache : cristallisations de quartz (fentes...).

B.3./ - SENS DE CISAILLEMENT

□ Les sens de cisaillement, dans des plans parallèles à la linéation d'allongement, ont été déterminés sur le terrain, à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon, ou bien en laboratoire (échantillon, lame mince, pétrofabrique).

□ Les résultats sont présentés sur deux cartes de la partie Nord de la nappe du Mont-Rose (Fig.59,60).

D'après ces cartes, il est clair qu'il existe deux zones distinctes avec des sens de cisaillement opposés, bien que le style et les mécanismes de déformation soient similaires :

- **Zone 1** : constituée de la nappe du Mont-Rose elle même ainsi que de l'unité paraautochtonne de la Gorergrat zone, G.Z. (Roches de couverture mésozoïque).

- **Zone 2** : Constituée par l'unité du Portjengrat

Dans ces deux zones le régime de déformation est bien caractérisé, en particulier par l'étude d'orthogneiss dans lesquels les critères de cisaillement sont sans ambiguité et toujours reliés à une déformation intense. La linéation d'allongement garde une direction en moyenne WNW-ESE dans toute la région étudiée ; les sens de cisaillement en section XZ sont vers l'WNW dans la zone 1 (c'est à dire à vergence externe), vers l'ESE dans la zone 2 (vergence "rétro").

Ces deux zones sont séparées par la **Furg-Zone** (F.Z.) qui vient se biseauter sous la G.Z. Les sens de cisaillement déterminés dans la Furg-Zone sont plus discutables que dans les zones précédentes : boudins cisaillés (amphibolites, filons de quartz...) présentant parfois une forme en cornue (Fig. 58). De plus la déformation y est très hétérogène à cause de l'interraction entre les boudins amphibolitiques qui peuvent atteindre une taille > 10 m : par exemple la direction de la linéation d'allongement varie beaucoup (de N240 à N330) et il peut exister des zones où les cisaillements sont antithétiques du cisaillement majeur. Néanmoins, en accord avec la majorité des critères, il semble que le régime de déformation soit caractérisé par un cisaillement (tardif ?) vers l'ESE.

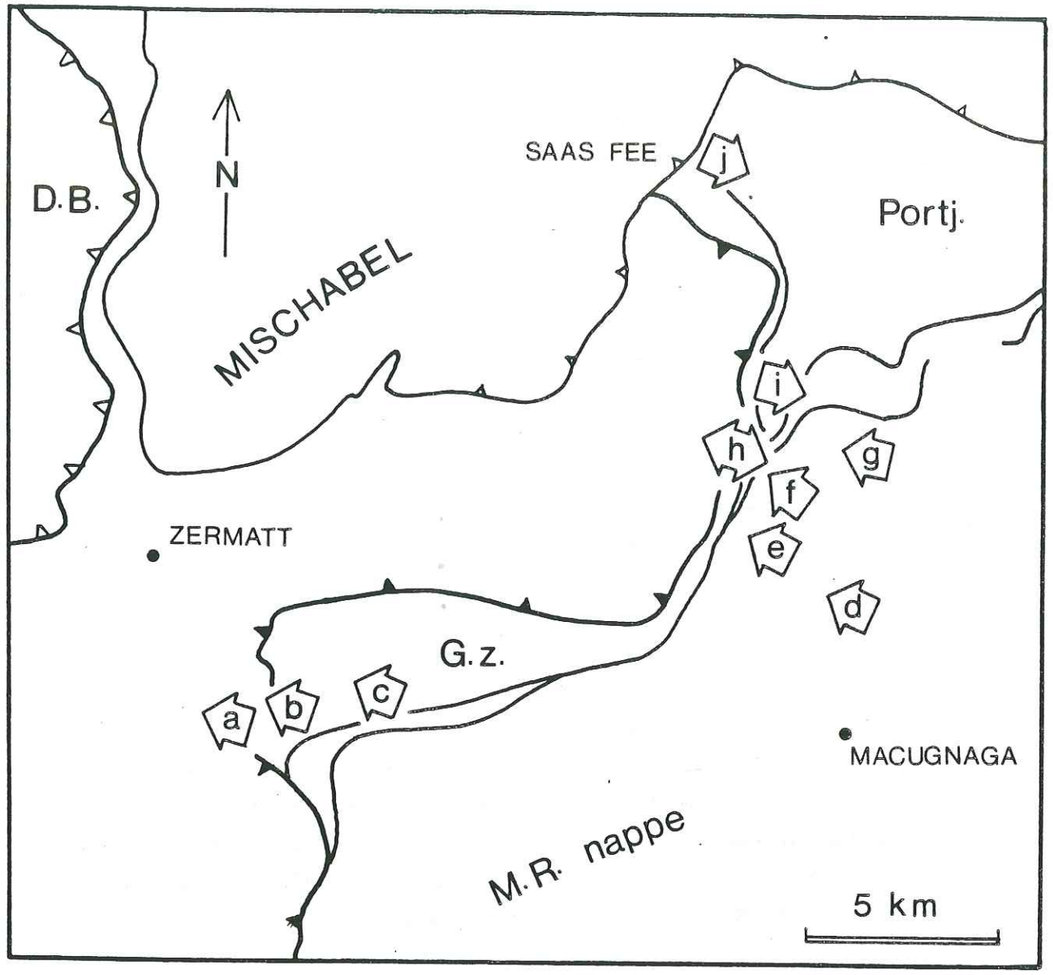


Figure 59 : Sens de cisaillement déterminés en laboratoire sur échantillons ou lame mince; mouvement du compartiment sup.

► a : schistes lustrés; calcschistes (Gornergrat); O.P.A. < c > du quartz, queues de crist. sur grenats; (Publ.2).
► b et c : quartzites et conglomérats (Gornergrat et Hohtälli); O.P.A. <c> et microstructures du quartz, tardives; (Publ.2).
► d : orthogneiss (Mattmark, Monte Moro); déformation des porphyroclastes, porphyroblastes syntectoniques (albites). ✱
► e et f : orthogneiss et mylonites (Mattmark); déformation des porphyroclastes, O.P.A. c du quartz ... ✱
► g : paragneiss; O.P.A. <c> du quartz (tardives), queues de crist. (grenats).
► h : Gornergrat z.; quartzites et marbres; sens de cisaillement opposés dans les plis de Schwarzberg; principalement O.P.A. <c>. ✱
► i : Furg z. et Portj.; paragneiss; queues de crist. (grenats).
► j : orthogneiss (Saas Fee); déformation des porphyroclastes. ✱

✱ et ► : même signification.

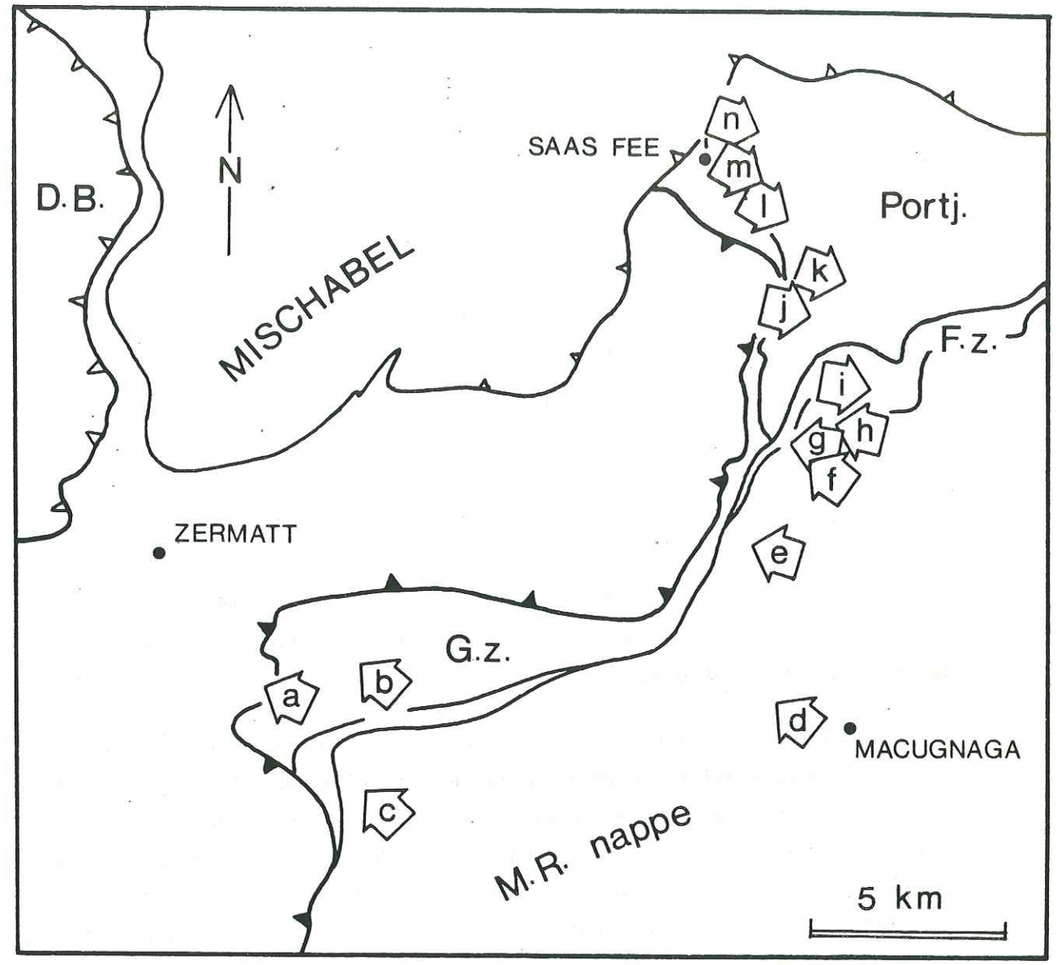


Figure 60 : Sens de cisaillement déterminés sur le terrain. Les flèches indiquent le mouvement du compartiment supérieur.

► a : Gornergrat z.; marbres et conglomérats; boudinage; galets cisaillés (Publ.2).
► b : Stockhorn z.; micaschistes, filons; boudinage, plis d'entrainement.
► c : orthogneiss et mylonites (M.R.Hütte); zones de cisaillement, déformation des porphyroclastes, plans C,C'.
► d : orthogneiss (Macugnaga); déformation des porphyroclastes. ✱
► e : orthogneiss (Mattmark, Grüenberghorn); déformation des porphyroclastes. ✱
► f et g :orthogneiss et mylonites (Mattmark); zones de cisaillement, déformation des porphyroclastes, plis d'entrainement, plans C,C',(Publ.1). ✱
► h : paragneiss (Mattmark); queues de crist. sur grenats.
► i : Furg z.;boudins dissymétriques et cisaillés. ✱
► j,l,m et n : orthogneiss (Saas Fee); déformation des porphyroclastes, (+ zones de cisaillement, plans C,C'). ✱
► k : micaschistes (u. de Portjengrat); filons cisaillés, queues de crist. sur grenats.

✱ indique que les sens de cisaillement ont été déterminés sur de nombreux affleurements, tous cohérents; les ► mettent en valeur les zones les plus significatives.

B.4./ - RELATION ENTRE LES DIFFERENTS POINTS D'OBSERVATION

□ La synthèse des différentes observations n'est bien sûr pas évidente. En particulier, plusieurs questions peuvent se poser :

La déformation est-elle homogène, ou tout au moins continue et cohérente dans toute l'unité ?

Le régime de déformation, et plus précisément le sens de cisaillement déterminé caractérise-t-il la déformation majeure ou bien seulement des stades tardifs ?

Quel est l'âge relatif de la déformation en différents points, et donc des critères déterminés ?

□ (1) Lorsque la déformation est hétérogène en particulier dans les orthogneiss (zones de cisaillement) on observe toujours une bonne cohérence entre les microstructures des zones très déformées (mylonites) et les autres (gneiss). Il est donc possible de relier entre elles les différentes observations.

□ (2) Les différents critères de cisaillement n'ont pas tous la même signification. Certains, comme les microstructures et O.P.A. <c> du Quartz dans les quartzites, peuvent être influencés fortement par les stades tardifs de la déformation (Public. 2). D'autres, comme les zones de cisaillement, la déformation des porphyroclastes dans les mylonites, sont représentatifs de la totalité de la déformation ; cette déformation est intense et affecte un volume important de roches homogènes et compétentes (granite). Ces différents critères et sens de cisaillement sont cohérents entre eux : le régime de déformation lié aux stades tardifs et celui correspondant à la déformation majeure sont comparables : déformation rotationnelle ; direction de cisaillement constante.

□ (3) La déformation est continue, polyphasée ou progressive. Elle n'est donc pas synchrone en tout point et son âge peut varier. Ce problème sera discuté dans le chapitre suivant ; en résumé : les conditions lors de la déformation sont du même type dans toute la partie Nord de la nappe du Mont-Rose, elles évoluent vers des conditions de plus en plus superficielle (retromorphose). La déformation est synchrone

à postérieure par rapport au métamorphisme Alpin d'âge Eocène (Bearth 1974, Frey et al. 1976, Klein 1978). Elle s'effectue entre 60 et 30 Ma (Monié 1984).

CONCLUSION

A/ - MECANISMES ET REGIME DE DEFORMATION :

□ Toutes les roches de la partie Nord de la nappe du Mont Rose ont subi une déformation ductile intense. Elle se traduit en particulier par la transformation des granites en orthogneiss et la formation de zones mylonitiques.

□ Les principales microstructures associées à cette déformation sont : * Une ou parfois deux foliations synmétamorphiques. * Une linéation d'allongement de direction WNW-ESE, d'extension régionale. * Des plis généralement isoclinaux, d'axe parallèle aux linéations d'allongement; parfois des plis en fourreau.

□ **Le régime de déformation est non coaxial.** La linéation d'allongement, dans les roches intensément déformées, est subparallèle à la direction de cisaillement.

□ Les structures pénétratives observées sont liées à un contexte de déformation cisaillante intense. Cette déformation a été acquise durant 1 ou 2 évènements tectoniques majeurs :

- Dans la nappe du Mont Rose elle même, la déformation est liée à des **mouvements cisaillants vers l'Ouest ou NW.**
- Par contre dans l'unité du Portjengrat les mouvements sont vers l'ESE et considérés comme des rétrocharriages.

□ Les axes de plis sont parallèles à la direction de cisaillement. Leur vergence n'est donc pas représentative de la vergence des mouvements tectoniques. Ces plis sont appelés **"plis a"** dans un but descriptif (géomêtrie à la fin de la déformation). De tels plis sont trés courants dans les roches mylonitiques (Escher et Watterson 1974; Hobbs et al 1976; Bell 1978) et dans les grands chevauments (Mattauer 1975; Escher et Watterson 1974; Nicolas et Boudier 1975; Mattauer et al 1983).

Plusieurs hypothèses ont été formulées pour leur formation:

(1) Le cisaillement simple est le principal mécanisme de déformation, mais, des déformations dans le domaine de la constriction, locales, peuvent induire la formation des plis a (Mattauer 1975; Nicolas et Boudier 1975)

(2) Les plis sont en fait les flancs de plis en fourreau trés allongés formés dans un régime de cisaillement progressif (Quinquis et al 1978; Cobbold et Quinquis 1980).

(3) Ils se sont formés durant une déformation progressive par

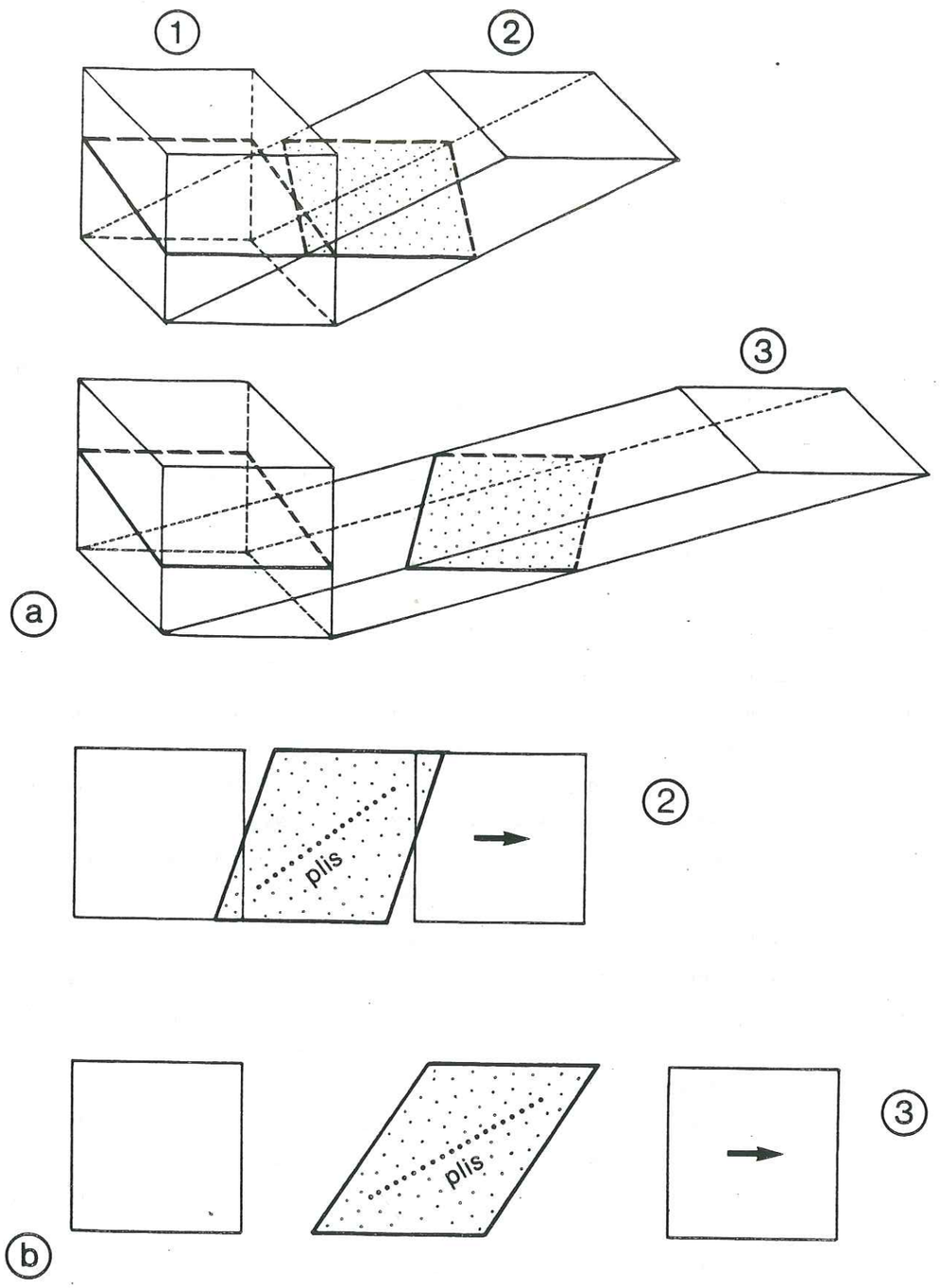


Figure 61 : Initiation de plis obliques sur la direction de mouvement lors du cisaillement progressif d'une couche oblique sur le plan de cisaillement. a , bloc diagramme; b , projection dans le plan horizontal. Les plis se forment perpendiculaires à la direction de raccourcissement dans le plan de la couche.

la rotation de plis initialement perpendiculaires (Bell 1978) ou obliques (Escher et Watterson 1974) par rapport à la direction d'allongement. Une réorientation totale (rotation de 90°) de plis perpendiculaires à L semble particulièrement difficile, dans ce cas il devrait se former des plis en fourreau. **Les "plis a"** résultent donc probablement de la **réorientation de plis obliques.** Ils peuvent être initiés, dans une déformation progressive, par le cisaillement de couches obliques sur le plan de cisaillement (fig. 61); (Berthé et Brun 1980; Hugon 1982) ou bien sur les terminaisons latérales de zones de cisaillement (Coward et Potts 1983).

Dans la région du Mont Rose, bien que certains soient des plis en fourreau trés allongés, la plupart des plis, d'axes rectilignes et parallèles à L, résultent probablement de ce mécanisme de réorientation de plis initiés par le cisaillement de couches obliques.

□ Il semble finalement logique dans les zones cisaillées, de ne pas avoir de plis "b" (aux axes perpendiculaires à la direction de mouvement). En effet les couches ne sont pas planes avant déformation et les plisseront toujours soit des plis en fourreau, soit des plis obliques par rapport à la direction de mouvement. Dans les zones intensément déformées ces plis seront réorientés parallèlement à cette direction.

B/ - INTERPRETATION REGIONALE :
****

Les interprétations à grande échelle sont proposées dans la publication suivante qui discute les observations microtectoniques à l'échelle des Alpes occidentales.

Plusieurs problèmes doivent être soulevés et discutés dans la région étudiée ici.

B.1 AGE ET SIGNIFICATION DES DEFORMATIONS :

□ Les études du métamorphisme syntectonique et les datations radiochronologiques récentes (Monié 1984) ont montré que :

- Le métamorphisme alpin est synchrone de la déformation majeure.
- Ce métamorphisme peut être séparé en deux phases (Monié 1984) * une phase de haute pression datée entre 75 et 60 Ma; * une deuxième phase rétromorphique datée autour de 40 Ma.

□ La déformation majeure pénétrative observée dans la nappe du Mont Rose (orthogneiss, mylonites, plis de grande échelle, foliation marquée par les phengites de haute pression) semble synchrone de la première phase (Monié 1984). Elle pourrait être reliée à l'obduction de la zone ophiolitique de Zermatt Saas-Fee sur la nappe du Mont Rose.

□ A l'Eocène sup. (40 Ma), les mouvements vers l'Ouest continuent dans certaines zones. C'est à ce moment qu'est acquise la déformation "tardive" des quartzites de Gornergrat. Dans les orthogneiss, la déformation se concentre dans les bandes mylonitiques et peut durer jusqu'à l'apparition de mécanismes de déformation cassante. A l'avant de la nappe du Mont Rose, l'unité du Portjengrat est affectée par une intense déformation cisaillante à vergence ESE ("rétro"). Les rétrochevauchements débutent donc ici dés l'éocène sup., comme dans le Grand Paradis (Carpena et Caby 1983).

□ Ces rétrocharriages se prolongent à l'Oligo-Miocène. A cette même époque, on observe dans la partie Sud de la nappe du Mont Rose (Villadossola) un métamorphisme synchrone de grands mouvements décrochants dextres associés à une intense déformation ductile (travaux en cours).

B.2 LA DEFORMATION MAJEURE : DEFORMATION PROGRESSIVE OU EVENEMENTS TECTONIQUES SUPERPOSES :

□ Nous décrivons dans les roches mésozoiques deux phases de déformation superposées, les structures associées à ces deux phases ont même direction.

□ Dans les orthogneiss par contre, la déformation est simple et apparemment reliée à un seul évènement tectonique : **cisaillement progressif.**

□ Dans la nappe du Mont Rose il semble donc que les deux phases observées dans certaines zones puissent être reliées à un seul évènement tectonique et donc à une déformation progressive (Brun et Choukroune 1981). Cette déformation durant 20 Ma (de 60 à 40 Ma) se serait exprimée de façon simple dans les granites (roches homogènes et de façon beaucoup plus complexe dans les roches stratifiées de lithologie variable.

□ Dans les unités affectées par les rétrocharriages la déformation observée est totalement reliée à ces mouvements "rétro", la déformation

vers l'W ou NW, probablement présente antérieurement, a été totalement oblitérée. Le concept de déformation progressive ne s'applique ici qu'à la déformation liée à ces mouvements vers l'ESE.

B.3 LES RETROCHARRIAGES ET LE CONTEXTE GENERAL :

□ Le plissement "rétrodéversé" (pli du Mischabel) est connu dans les Alpes Suisses depuis Argand (1911). Jusqu'à maintenant les mouvements "rétro" étaient supposés d'orientation N-S (perpendiculaires à l'axe du Mischabel). Nous montrons qu'une intense déformation ductile est réliée à ces mouvements et que les directions de mouvement sont WNW -ESE et non plus N-S. Le sens de cisaillement est vers l'ESE.

□ Les directions majeures (de mouvement) reliées aux "rétrocharriages" sont donc pratiquement à 90° des interprétations antérieures. Elles sont parallèles aux directions des grands mouvements à vergence externe.

□ L'interprétation proposée par Malavieille (1984) explique assez bien cette concordance de directions : la formation des rétrocharriages serait causée par l'avancée vers l'WNW des Massifs cristallins internes (MCI) à la faveur des grands chevauments d'échelle crustale reconnus grace à la géophysique (Ménard 1979; Hsü 1979). Lors de cette avancée des MCI, les unités Briançonnaises ainsi que les schistes lustrés et les ophiolites sont encapuchonnés sur les MCI (Argand 1911) , (fig 4, publication 3).

□ Néammoins pour expliquer (1) la formation des plis rétrodéversés, obliques par rapport aux directions de mouvement "rétro"; (2) la prédominance des plis 1 et 2 à déversement apparent vers le Sud dans toute la région du Mont Rose; je proposerai d'ajouter au modèle ci-dessus, l'interraction avec une composante décrochante régionale dextre, synchrone des grands chevauments.

Ces mouvements décrochants sur la rampe latérale formée par le contact externe (Nord) de la nappe du Grand St Bernard expliqueraient : (1) la formation des plis rétro-déversés obliques sur la direction de mouvement (plis en échelon); (2) le sens de déversement vers le Sud des plis (formation de plis obliques sur la direction de transport,

Coward et Potts 1983).

□ Un tel mouvement décrochant a été proposé par A.Steck (1980) pour toute la région comprise entre le massif de l'Aar et la ligne Insubrienne. De plus les mouvements tardifs en décrochement dextre au sud du Mont Rose et sur la ligne Insubrienne pourraient faire suite à des mouvements plus précoces. Cette hypothèse demande à être confirmée par d'autres études détaillées de la déformation, en particulier dans la nappe du Grand St Bernard.

Alpes occidentales

ESSAI DE SYNTHESE DES DONNEES MICROTECTONIQUES

Signification des linéations d'allongement

L'énorme quantité d'observations microtectoniques disponibles sur les Alpes occidentales, observations d'origine bibliographique ou effectuées par l'équipe de Montpellier, ainsi que les nombreuses analyses des mécanismes de déformation à l'échelle microscopique permettent aujourd'hui, de proposer une synthèse cohérente à l'échelle de la chaîne. Dans ce but, nous avons établi une carte des linéations d'allongement des Alpes occidentales, présentée dans la publication suivante où nous discutons de la signification de ces linéations et des microstructures associées.

SIGNIFICATION TECTONIQUE DES LINEATIONS D'ALLONGEMENT DANS LES ALPES OCCIDENTALES

Jacques MALAVIEILLE, Robin LACASSIN et Maurice MATTAUER

SOMMAIRE

- INTRODUCTION
I. - ORGANISATION CARTOGRAPHIQUE DES LINEATIONS
II. - LES DIFFERENTS ASPECTS DE LA LINEATION D'ALLONGEMENT
III. - STRUCTURES ASSOCIEES
IV. - PROBLEME DE L'AGE DE LA DEFORMATION ET RELATION AVEC LES LINEATIONS.
V. - SIGNFICATION TECTONIQUE DES LINEATIONS D'ALLONGEMENT DES ALPES OCCIDENTALES
- CONCLUSION

Jacques MALAVIEILLE, Robin LACASSIN et Maurice MATTAUER

Laboratoire de Géologie Structurale. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. Place Eugène Bataillon - 34060 MONTPELLIER-Cédex - FRANCE -

RESUME

Le caractère structural dominant des Alpes occidentales est représenté par l'existence dans toutes les zones internes d'une linéation d'allongement. A partir de données bibliographiques et de nos propres observations de terrain, nous avons établi un document général regroupant l'ensemble des directions de linéations observées dans les Alpes occidentales. Ce document met en évidence la remarquable régularité d'orientation des linéations, transverse en tout point à la chaîne. Cette direction varie en éventail de façon régulière, depuis le massif du Mont-Rose où elle est en moyenne N110, jusqu'au massif de Dora-Maira où elle est N080. Ces linéations sont matérialisées sur le terrain, dans toutes les roches déformées de façon pénétrative, par un allongement ou un tronçonnement d'objets antétectoniques, et par une orientation préférentielle des cristallisations minérales syntectoniques. Nous interprétons ces linéations dans un contexte de cisaillement ductile. Leur direction moyenne représente la direction de mouvement dans les grands chevauchements.

L'analyse des directions de linéations permet d'appréhender les mécanismes de formation d'une chaîne par leur aspect cinématique. Par exemple, dans cette partie des Alpes, les chevauchements majeurs se font d'Est en Ouest dans la direction de la linéation. Leur fonctionnement débute lors de l'obduction et se poursuit après la collision.

ABSTRACT

The main structural feature of the inner zones of the Western Alps is the presence of a prominent stretching lineation. A synthetic map of all the stretching lineations reported in the Western Alps has been drawn from bibliographic datas and our field observations. This map shows the peculiar regularity in the orientation of lineations. They are always transverse to the belt. From Monte-Rosa where they trend N110 to Dora Maira (N80), their direction varies in a regular pattern. On the field, in all the deformed rocks, the stretching lineations are defined by the elongation or the boudinage of pretectonic objects, and a preferred orientation of the mineral syntectonic crystallisations. These lineations are interpreted as the result of ductile deformations in a simple shear context. Their average trend represent the movement direction on the major thrusts. The understanding of the mechanisms and the kinematic evolution during the formation of the orogenic belt is well supported by the statistic analysis of the lineation orientation. For example, in the Western Alps, the direction of movement on the major thrusts is parallel to the stretching lineation and the shear sense from E to W. Thrusting begins with the obduction of the ophiolites and continues after the continental collision.

INTRODUCTION

De nombreux travaux portant sur les Alpes occidentales signalent dans les zones internes l'existence de structures tectoniques transverses à la chaîne. Ceci contraste avec les zones externes dans lesquelles les structures sont parallèles. Cette orientation des structures est bien exprimée à l'échelle microtectonique (linéation d'allongement, minérales, d'intersection ou de microplissement). Elle se retrouve également à plus grande échelle (plis pouvant atteindre une dimension kilométrique). Depuis longtemps ces structures posent des problèmes d'interprétation. Il y a quelques années encore on ne tenait compte que des plis transverses en considérant qu'ils naissaient perpendiculaires à la direction du raccourcissement. Ces plis E-W étaient donc attribués à une compression N-S. Une hypothèse plus complexe fut ensuite envisagée les plis actuellement E-W auraient subi une rotation importante et dériveraient de plis initialement N-S (Ayrton et Ramsay, 1974).

Depuis quelques années partant de l'exemple Corse (Mattauer et al., 1977 ; Mattauer, Faure et Malavieille, 1981), une interprétation nouvelle a vu le jour. Les linéations se seraient formées par un mécanisme proche du cisaillement simple ; les plis transverses étant des plis "a" et parfois des plis en fourreaux (c'est à dire parallèle à la direction générale de raccourcissement lors de l'orogénèse). Cette interprétation nouvelle n'est guère discutée, il nous paraît donc utile : (a) de souligner, par un rappel des très nombreux travaux antérieurs, que les structures transverses correspondent à un trait tectonique majeur des Alpes occidentales - (b) de rappeler que leur géométrie d'ensemble est très simple - (c) de montrer que l'interprétation proposées est logique et cohérente à toutes les échelles.

I. - ORGANISATION CARTOGRAPHIQUE DES LINEATIONS

Nous avons limité notre étude aux Alpes occidentales dans un secteur compris entre le col du Simplon au Nord et le massif de l'Argentera au Sud. C'est en effet dans ce segment de chaîne que nous avons le meilleur contrôle de terrain sur les données. La figure 1 regroupe sur un seul document la plupart des données publiées depuis 25 ans (Ellenberger, 1958; Chatterjee, 1963 ; Gay, 1964 et 1972 ; Michard, 1966 ; Nicolas, 1966 et 1969 ; Vialon, 1966 ; Guillaume, 1969 ; Bertrand, 1968; Dal-Piaz et al., 1971 ; Comes, 1975 ; Caron, 1977 ; Klein, 1978 ; Robert, 1979 ; Sacchi, 1979 ; Aubert et al., 1980 ; Ayrton, 1980 ; Callegari et al., 1980 ; Gamond, 1980 ; Vearncombe, 1980 ; Tricart, 1980 ; Beach, 1981 ; Malavieille, 1982 ; Mattauer, 1981 ; Gourlay, 1982 ; Lefevre, 1982 ; Maurin, 1982 ; données inédites de Caby).

En effet, les travaux qui fournissent des cartes de linéations et éventuellement des études statistiques sont très nombreux. Il faut particulièrement signaler la première étude de F. Ellenberger (1958) qui donne dans la Vanoise un document riche en données de terrain, ainsi que l'excellente carte de P. Vialon (1966) qui couvre tout le massif de Dora-Maira. On doit également mentionner la première tentative de synthèse à l'échelle des Alpes occidentales faite par R. Caby, en 1973. Ce document contient également nos propres observations dans les massifs de Dora-Maira, Ambin, Grand Paradis et Mont-Rose. Les données sur les zones externes sont également mentionnées. Toutes les linéations figurées correspondent soit à des linéations d'allongement, soit à des axes de plis, lorsque l'auteur précisait qu'une linéation d'allongement parallèle leur était associée. Par souci d'objectivité, lorsque la nature des linéations n'était pas précisée par l'auteur, par exemple en Vanoise pour les données de F. Ellenberger , nous avons reporté toutes les directions sans discrimination ; ceci introduit un "brouillage" qui rend moins apparente la direction E-W des linéations d'allongement ; celle-ci transparait néanmoins sur le document au milieu de ce mélange de linéations de nature (et donc de signification) différente. De notre synthèse cartographique, il ressort que la direction des linéations d'allongement est globalement très simple. La cohérence des observations à l'échelle régionale

se retrouve à l'échelle de la chaîne (Fig. 2). Les directions varient en éventail de façon assez régulière du Nord au Sud. Par exemple, pour les massifs cristallins internes (MCI), les trajectoires de linéations sont N110 dans le Mont-Rose, N100 dans le Grand Paradis, N90 dans le Massif d'Ambin et N80 au Sud de Dora-Maira.

Localement, la direction des linéations présente des variations par rapport à ce schéma général. Par exemple à l'échelle de l'affleurement on observe des variations de direction ; autour de boudins ou de corps durs moulés par la foliation, dans des zones de cisaillement, ou lorsque les linéations et la foliation sont replissées pendant une déformation progressive (Brun et Choukroune, 1981), ou bien lors de phases tardives (Ayrton et Ramsay, 1974 ; Vialon, 1974 ; Caby et Comes, 1975 ; Tricart et al., 1977 ; Klein, 1978 ; Wilson, 1978 ; Gosso et al., 1982). Malgré ces perturbations qui peuvent atteindre 90°, l'organisation des linéations reste cohérente. A l'échelle régionale le même type de perturbations peut se retrouver (Fig. 2). Les MCI, par exemple, correspondent à des structures antiformes tardives qui replissent la foliation, et donc la linéation qui peut être localement verticale. De plus, il existe de grandes failles ductiles décrochantes d'âge (ou de fonctionnement) plus récent qui modifient l'allure générale transverse des linéations. Par exemple, dans le massif du Mont-Rose, la foliation, subhorizontale au centre de la nappe, devient progressivement, dans sa partie SE, subverticale ; elle est replissée dans l'antiforme tardif de Vanzone (Laduron, 1976). La linéation d'allongement passe ainsi d'une direction N110 à une direction N70 (pitch horizontal) dans cette zone que nous interprétons comme un grand décrochement dextre (travaux en cours).

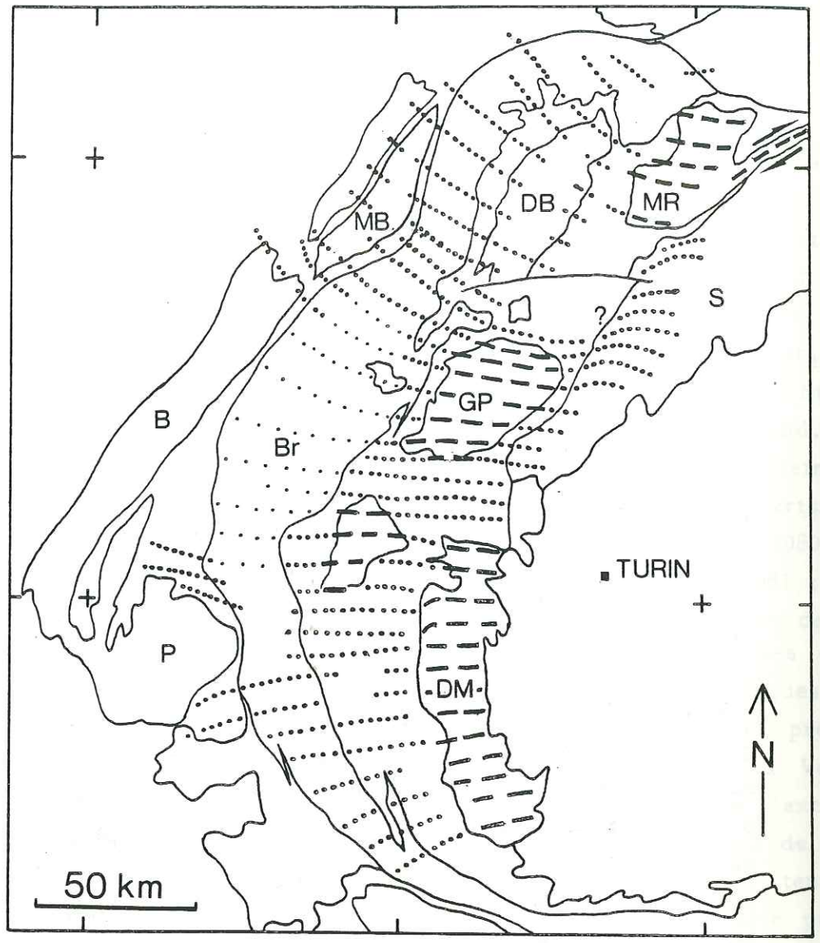


Figure 2 : Schéma synthétique des trajectoires des linéations d'allongement déduites de la figure 1 : - tiretéts épais, trajectoire des linéations dans les MCI ; - en pointillés, autres zones. Les pointillés laches correspondent aux zones où la nature exacte des différentes linéations n'a pas été précisée, mais où l'on retrouve une direction d'allongement E-W.

II. - LES DIFFERENTS ASPECTS DE LA LINEATION D'ALLONGEMENT

Les linéations sont matérialisées sur le terrain, dans toutes les roches déformées de façon pénétrative, par un allongement ou un tronçonnement d'objets antétectoniques (linéation d'étirement), ainsi que par une orientation préférentielle des cristallisations minérales syntectoniques et synmétamorphes (linéation d'allongement minéral). Elles seront exprimées différemment suivant l'intensité de la déformation, la nature des roches déformées et des marqueurs considérés. Dans des gneiss, comme les orthogneiss du Grand-Paradis et du Mont-Rose, elles sont marquées par le tronçonnement des phénocristaux (feldspaths), l'allongement des rubans de quartz, l'orientation linéaire des amas minéraux (Photo 1) (micas, tourmalines...). Dans les roches d'origine sédimentaire, on observe l'allongement d'objets ou marqueurs antétectoniques d'origine diverse : par exemple, brèches calcaires étirées (Photo 2) de Gran Scala dans le massif d'Ambin, conglomérats à galets de quartz de Gornergratt (Photo 3) (nappe du Mont-Rose) et du carbonifère du massif de Dora-Maira, fossiles (en particulier belemnites tronçonnés des schistes noirs du lias Dauphinois) (Photo 4).

Dans les roches soumises à un métamorphisme, lorsque le chimisme s'y prête, la linéation est matérialisée par la cristallisation orientée des minéraux néoformés dans le plan de foliation. On aura par exemple ; des micas néoformés dans les quartzites impurs, des glaucophanes dans les ophiolites et les schistes lustrés, et divers minéraux dans les zones abritées.

Les indices d'allongement sont aussi évidents en lame mince : allongement préférentiel des minéraux (par exemple grains de quartz dans les quartzites), étirement des minéraux et présence de cristallisations en zone abritée allongées dans le plan XY, mieux développés dans le plan parallèle à la linéation (plan XZ) que dans le plan perpendilaire (plan YZ) ($X \geqslant Y \geqslant Z$, axes de l'ellipsoïde de déformation finie, Flinn, 1965).

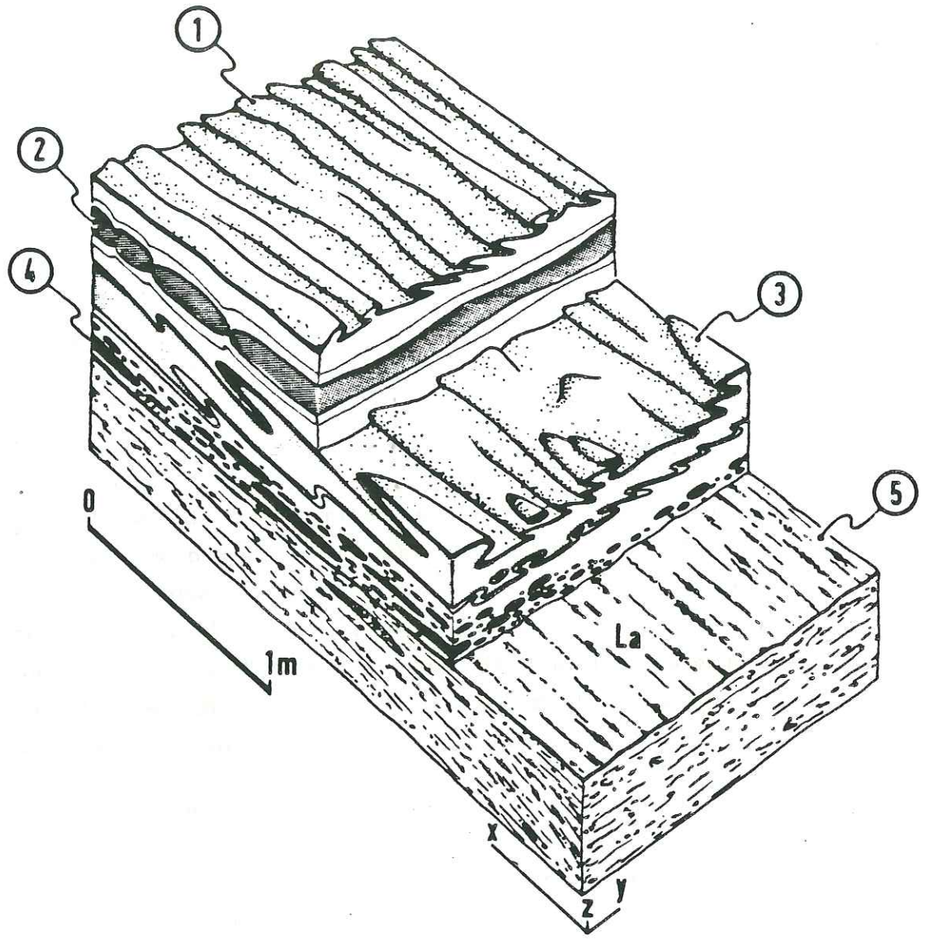


Figure 3 : Principales structures associées aux linéations d'étirement (La). 1, plis "a" parallèles à La ; 2, niveau boudiné ; 3, plis en fourreau ; 4, galets étirés ; 5, gneiss avec zone mylonitique au contact socle-couverture.

III. - STRUCTURES ASSOCIEES

De nombreuses structures tectoniques sont associées à ces linéations d'allongement, elles permettent de caractériser la déformation (Fig. 3).

(1) Les roches sont intensément foliées et l'intensité de la déformation est variable. Elle peut être très hétérogène et localisée dans des zones mylonitiques de toute taille, par exemple : zones de cisaillement dans les orthogneiss du Mont-Rose (Lacassin, 1983a).

(2) Un plissement s'est souvent formé en même temps que la linéation. Ces plis ont leurs axes subparallèles à la linéation d'allongement et un sens de déversement souvent quelconque. Ce sont des plis "a" (Mattauer et Mercier, 1980) Ce terme descriptif est appliqué aux plis dont les axes se trouvent parallèles à la direction de mouvement à la fin de la déformation. Exceptionnellement il s'agit de plis en fourreau (Quinquis et al., 1978 ; Faure et Malavieille, 1980) signalés dans les nappes penniques (Cobbold, 1979), dans le Grand Paradis au col de Nivolet et dans le massif d'Ambin (Malavieille, données inédites), dans la zone Sezia (Minnigh, 1979), dans la nappe du Mont-Rose (Lacassin, 1983b). Les plus spectaculaires, d'échelle kilométrique se trouvent au Nord du Mont-Rose (Mattauer, 1981). Ces plis précoces sont souvent repris par des déformations plus récentes.

(3) Un boudinage affecte les niveaux compétents, le grand axe des boudins est subperpendiculaire à la linéation d'allongement (Malavieille et Etchecopar, 1981). Dans les orthogneiss on observe un boudinage de foliation (Platt et Vissers, 1980) très développé.

A une autre échelle, on remarque dans le plan parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation des cristallisations en zones abritées généralement dissymétriques (Choukroune, 1971 ; Lagarde, 1978 ; Malavieille et al., 1982) ; des minéraux sigmoïdes ou en cornue ; des fabri-

ques d'axes c du quartz très marquées et dissymétriques qui ne représentent souvent que les derniers incréments de la déformation cisaillante majeure (Laurent et Etchecopar, 1976 ; Malavieille et Etchecopar, 1981 ; Chatagnon 1982 ; Lacassin, 1983b).

IV - PROBLEME DE L'AGE DE LA DEFORMATION ET RELATION AVEC LES LINEATIONS

Dans les Alpes les déformations ne sont manifestement pas partout de même âge. Elles sont par exemple plus jeunes à l'Ouest (massifs cristallins externes) qu'à l'Est (MCI). A partir de l'étude des relations métamorphismes/déformation et des résultats géochronologiques (Kienast et Velde, 1970 ; Bocquet et al., 1974 ; Frey et al., 1974 ; Hunziker, 1974 ; Michard, 1977 ; Caby et al., 1978 ; Saliot 1978 ; Chopin et Maluski, 1980), on peut proposer un schéma d'évolution. Dans les Alpes Franco-Italiennes, le métamorphisme s'est produit pendant deux grandes périodes : Au Crétacé (110 à 70 Ma) et à l'éocène (de 70 Ma à 40 Ma). Les déformations étant synmétamorphiques on peut également considérer deux grandes périodes de déformation. Un troisième évènement, lié à un dôme thermique, s'ajoute aux précédents au NE (Alpes Suisses) du domaine étudié. Il s'agit du métamorphisme Lépontin, oligo-miocène (30 à 15 Ma). Il est représenté de façon modérée dans le massif du Mont-Rose. Les déformations majeures liées à ce métamorphisme semblent localisées sur la bordure Sud de ce MCI et caractérisées par des mouvements décrochants. Dans les massifs cristallin externes et leur couverture, en l'absence de données géochronologiques, les observations stratigraphiques (Debelmas et Kerckhove, 1980) ont montré que les déformations sont d'âge oligocène à actuel.

Les linéations d'allongement étudiées sont le résultat de ces différentes déformations ou de leur superposition. Certains sont scellées par le métamorphisme HP/BT et donc anciennes, d'autres sont manifestement liées aux déformations ductiles tardives avec minéraux rétromorphiques. Malgré leurs âges différents, il apparaît, dans les Alpes Franco-Italiennes, que leurs directions restent assez constantes au cours de la déformation.

V - SIGNIFICATION TECTONIQUE DES LINEATIONS D'ALLONGEMENT DES ALPES OCCIDENTALES

Comme nous l'avons signalé dans l'introduction, les structures transverses des Alpes étaient interprétées jusqu'à maintenant comme résultant d'un serrage Nord-Sud (Caby, 1973). La nouvelle interprétation qui a été proposée (Mattauer et Tapponnier, 1978), s'appuie sur les nombreuses études qui ont été consacrées aux zones de cisaillement ductile, et à l'analyse fine de la déformation associée. Ces zones de cisaillement ont été étudiées à toutes les échelles, d'abord sur des exemples de petite dimension (Ramsay et Graham, 1970 ; Burg et Laurent, 1978) puis dans des volumes de plus en plus grands (Escher et Watterson, 1974), jusqu'à l'échelle d'une chaîne (Mattauer, 1975 ; Mattauer et al., 1983). Elle s'appuie également sur les travaux de Nicolas et Boudier (Nicolas et al., 1972 ; Nicolas et Boudier, 1975), ainsi que sur toutes les analyses pétrofabriques effectuées ensuite (Nicolas et Poirier, 1976) ; ces auteurs, dans leur étude des péridotites du massif de Lanza, avaient bien démontré les mécanismes de déformation dans un contexte cisaillant : linéation d'allongement subparallèle à la direction de fluage, formation de plis parallèles à cette direction.

Dans cette nouvelle hypothèse, les structures transverses (linéations et plissement) se forment par un mécanisme de déformation proche du cisaillement simple. Elles résultent d'un raccourcissement global qui n'est plus Nord-Sud mais Est-Ouest.

Ainsi comme l'ont montré les nombreuses analyses de la déformation dans des roches déformées de façon ductile, il est raisonnable de considérer que la linéation d'allongement représente le grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie (Nicolas et Poirier, 1976). La présence de critères de déformation non-coaxiale montre de façon systématique que la déformation est rotationnelle dans le plan parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation ; de plus l'étude des méca-

nismes de déformation à l'échelle des cristaux, pétrofabriques (obliquité des diagrammes), démontre clairement que la linéation d'allongement doit être considérée comme la projection dans le plan de schistosité, de la direction de mouvement pendant le cisaillement ductile (Ramsay et Graham, 1970). Dans les zones intensément déformées, direction de transport et linéations tendent à être subparallèles. Les plis naissent, soit parallèles à cette direction de transport (Mattauer, 1975 ; Nicolas et Boudier, 1975), soit obliques ; dans ce cas ils subissent une rotation durant la déformation progressive (Escher et Watterson, 1974 ; Hobbs et al., 1976). Dans certaines conditions particulières il peut se former des plis en fourreau (Cobbold et Quinquis, 1980).

Pour les Alpes, l'originalité réside dans la dimension du phénomène invoqué. La linéation affecte un volume rocheux très important ; on est en présence comme dans l'Himalaya de cisaillements d'échelle crustale. Ces grands chevauchements sont décrits depuis fort longtemps dans les Alpes (Lugeon 1901 ; Argand, 1906). Dans ces conditions, on peut considérer que l'analyse détaillée de la linéation permet d'avoir une bonne idée de la direction de transport. Cependant pour que cette analyse soit valable, il faut étudier les massifs formés par les roches les plus homogènes et compétentes, dans ce cas, on constate que les différents caractères microstructuraux observés sont très cohérents (et ne subissent que de faibles perturbations) : par exemple dans les massifs cristallins internes et une grande partie de leur couverture autochtone. A l'opposé, dans les séries schisteuses comme les schistes lustrés, l'alternance de roches compétentes et incompétentes rend la déformation particulièrement hétérogène, les replissements sont intenses ; il est donc très difficile de retrouver, ou de reconstituer, la direction des linéations précoces ; de plus les caractéristiques de la déformation mises en évidence sont souvent difficiles à relier au contexte général.

Il reste à résoudre les problèmes de l'âge relatif et du sens de fonctionnement sur ces grands chevauchements. Trois grands types de chevauchements semblent coexister dans les Alpes (Fig. 4). - Le premier type est lié à l'obduction d'Est en Ouest du matériel ophiolitique et des schistes lustrés supra-ophiolitiques sur le continent européen (Fig. 4a). Les traces (linéations) de cette déformation ancienne (probablement Crétacé Supérieur) sont difficiles à mettre en évidence, car souvent oblitérés par les phases de déformation ultérieures. - Le deuxième type succède à la collision, il correspond aux grands chevauchements intra-continentaux à vergence Ouest qui affectent le socle Européen, ainsi qu'au chevauchement Austro-Alpin qui amène tardivement le continent Sud Alpin sur l'édifice antérieur (Fig. 4b). Leur fonctionnement débute probablement à l'Eocène, il se poursuit actuellement, les chevauchements les plus jeunes étant les plus externes. - Le troisième type de chevauchements est localisé sur la bordure interne du Briançonnais et de la nappe du Grand Saint-Bernard. Ces cisaillements, couramment décrits sous le terme de retrocharriages, fonctionnent d'Ouest en Est (Fig. 4c) ; la déformation ductile qui leur est associée pourrait débuter dès l'Eocène ; elle s'est produite dans des conditions de métamorphisme localement intense.

Pour résoudre l'apparente incompatibilité entre les sens de mouvement de ces deux derniers types, plusieurs hypothèses ont été avancées, allant jusqu'à invoquer l'apparition d'une subduction intracontinentale à pendage Ouest (Caby et al., 1978), ou une évolution vers la structure en éventail des chaînes intracontinentales (Mattauer et Tapponnier, 1978). Pour notre part nous adoptons une nouvelle hypothèse, proposée par Malavieille (1983) et étayée par une modélisation expérimentale. Dans cette hypothèse, les retrochevauchements sont causés par l'avancée vers l'Ouest des massifs cristallins internes à la faveur d'un grand chevauchement crustal (Ménard, 1979 ; Beach, 1981). Ces massifs se comportent comme des corps rigides qui viennent emboutir la zone Briançonnaise. De ce fait, il se forme des chevauchements "Rétro" (à pendage Ouest et vergence Est) sur le flanc Ouest des massifs cristallins internes ainsi que dans les schistes lustrés Piémontais (Fig. 4c). Ces retrocharriages seraient donc contemporains du fonctionnement vers l'Ouest des chevauchements qui affectent les zones externes.

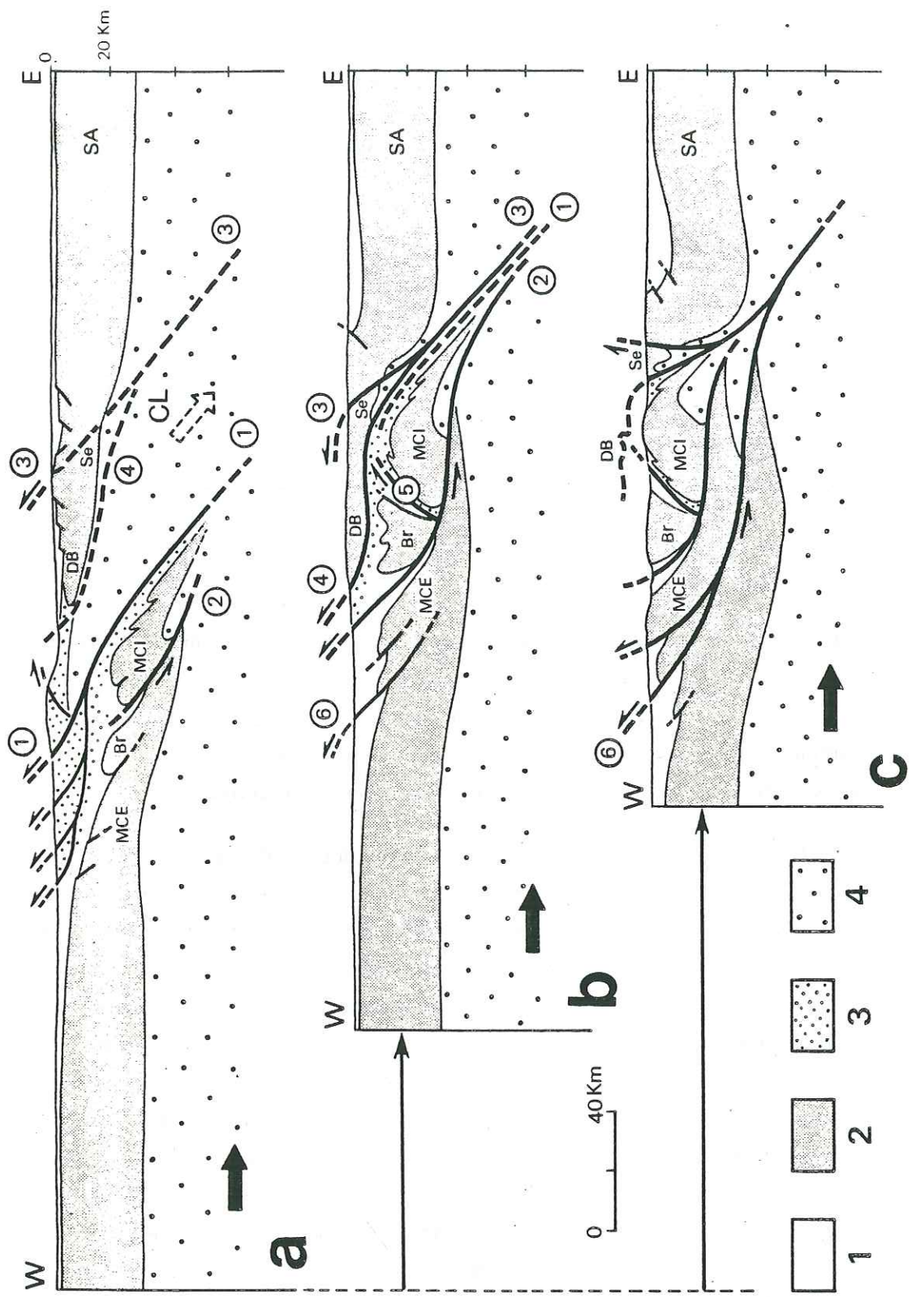


Figure 4 : Modèle d'évolution des Alpes Occidentales illustrant les mécanismes généraux invoqués pour la formation des linéations, coupe Est-Ouest au niveau du Grand-Paradis.

Stade a : fermeture de l'Océan Alpin (Crétacé supérieur) ; Contact 1 : Obduction du matériel océanique sur la marge Européenne. Contact 2 : individualisation de l'écaille crustale qui formera les massifs cristallins internes (MCI). - En pointillés, contact 3 : localisation de la subduction intracontinentale qui va naître en bordure du domaine sud alpin (SA) et qui va provoquer l'enfoncement du coin lithosphérique "CL". Contact 4 : futur décollement croute-manteau à la base des unités Sesia-Dent blanche (Se-DB).

Stade b : - Collision (Paléocène ?) ; Contact 1, en pointillé : ancien contact d'obduction. Contact 2 : chevauchement vers l'Ouest des MCI et contact 5, fonctionnement simultané des retrochevauchements du Briançonnais interne (Br). Contact 3 : subduction intracontinentale. Contact 4 : chevauchement des unités Austro-Alpines. Contact 6 : écaillage des Massifs Cristallins Externes (MCE).

Stade c : - Etat actuel ; Contact 6 : les MCE s'individualisent et chevauchent vers l'Ouest.

- Figurés :

(1) Couverture sédimentaire continentale.

(2) Croute continentale.

(3) Série ophiolitique et sa couverture de schistes lustrés.

(4) Manteau supérieur.

- Les chevauchements sont numérotés en fonction de leur chronologie relative.

(Les détails du modèle présenté seront donnés dans une publication à venir).

CONCLUSION

Nous avons distingué dans les Alpes, trois grands types de chevauchements : (1) chevauchement des ophiolites sur le continent Européen ; (2) chevauchements intracontinentaux à vergence Ouest, liés à la collision ; (3) rétrochevauchements vers l'Est. A ces trois types de chevauchements d'âge différent sont associées des linéations d'allongement. Leurs directions sont régionalement cohérentes, elles sont transverses à la chaine. Les études microtectoniques portant sur les linéations et les microstructures associées montrent que l'approximation : linéations d'allongement = directions de transport, est acceptable. Ceci confirme l'interprétation des structures transverses des Alpes occidentales en tant que marqueurs d'une direction E-W pour le fonctionnement des grands chevauchements pendant la formation de la chaîne.

Dans l'avenir, il serait important de situer cette direction de transport E-W dans le cadre de la virgation alpine et pour cela étendre ce type d'analyse vers le Sud (Alpes ligures) et vers le Nord-Est (Alpes Centrales).

REMERCIEMENTS

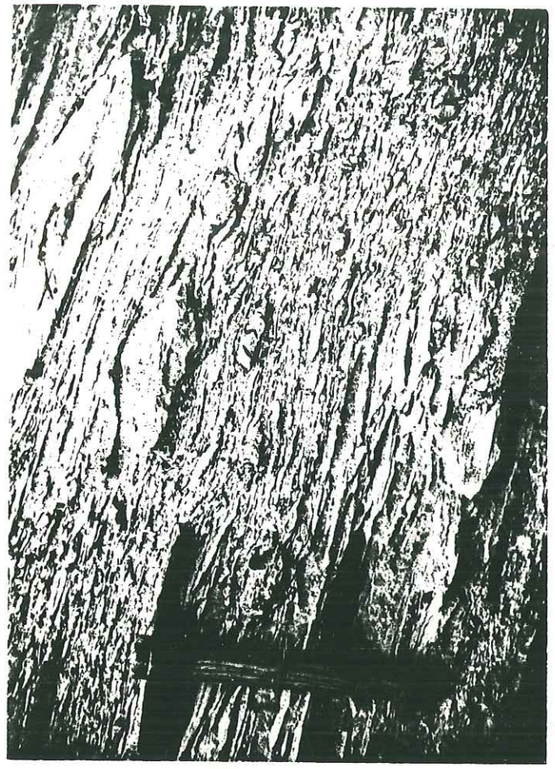
Ces travaux ont été effectués dans le cadre de l'ATP Géodynamique du CNRS-INAG. Nous avons eu des discussions fructueuses avec R. Caby, A. Etchecopar, H. Maluski, P. Monié et F. Proust.

Photo 1 : Linéation minérale et d'allongement dans les quartzites du massif d'Ambin : amas minéraux allongés.

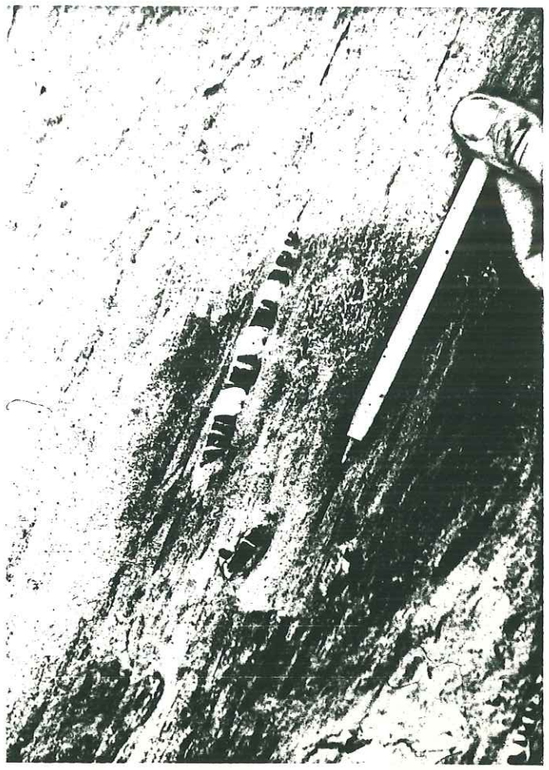
Photo 2 : Brèches à éléments calcaires étirés (Gran Scala, massif d'Ambin).

Photo 3 : Conglomérats à galets de quartz étirés (Gornergratt nappe du Mont-Rose).

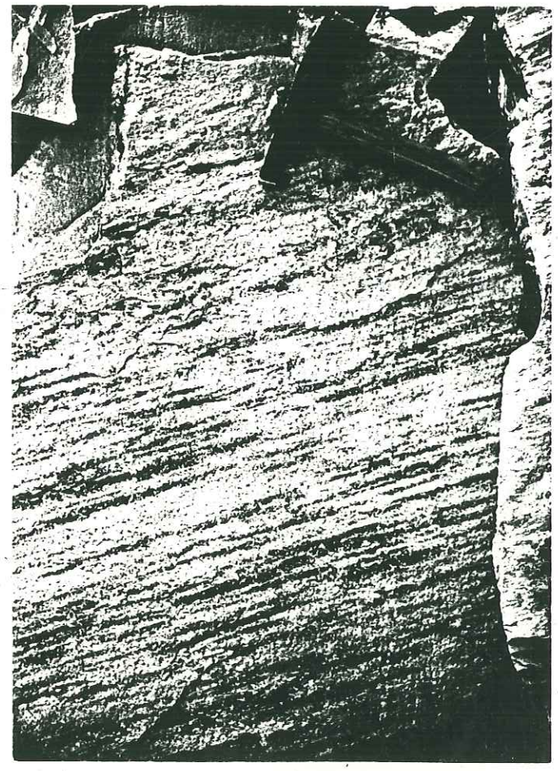
Photo 4 : Belemnites tronçonnées et étirées (près de La Grave, série de couverture du Dauphinois).



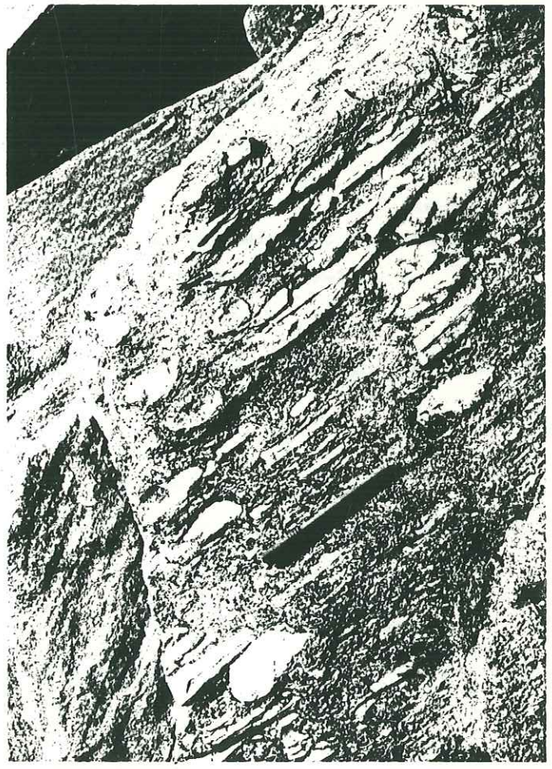
2



4



1



3

BIBLIOGRAPHIE

Argand E. 1909, L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales, Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., XLV, n° 166,

Aubert D., Ayrton S., Bearth P., Burri M., Caron C., Escher A., Schaer J.P., Weidmann M. 1980, Geotraverse of Western Switzerland, Excursion of the 26th Int.Geol. Congress, Paris, P. 155-181.

Ayrton S., Ramsay J. 1974, Tectonic and Metamorphic events in the Alps. Schweiz Min. Petr. Mitt., 54, p. 609-639.

Ayrton S. 1980, La geologie de la zone Martigny-Chamonix (versant Suisse) et l'origine de la nappe de Morcles (un ex. de subduction continentale), Eclog. Geol. Helv. 73, p. 137-172.

Beach A. 1981, Some observations on the development of thrust faults in the Ultradauphinois Zone, French Alps. Spec. pap. Geol. Soc. Lond. "Thrust and Nappe Tectonics", p. 329-334.

Bertrand J.M. 1968, Etude structurale du versant occidental du Massif de Grand-Paradis. Trav. Lab. Geol. Fac. Sci. Grenoble, 44, p. 55-87.

Bocquet J., Delaloye M., Hunziker J.C., Krummenacher D. 1974, K-Ar and Rb-Sr. Dating of Blue Amphiboles, Micas and associated minerals from the W. Alps. Contrib. Mineral. Petrol., 47, p. 7-26.

Brun J.P., Choukroune P. 1981, Déformation progressive et structures crustales. Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn., 23, p. 177-193.

Burg J.P., Laurent P., 1978, Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. Tectonophysics, 47, p. 15-42.

Caby R. 1973, Les plis transversaux dans les Alpes occidentales : implications pour la genèse de la chaîne alpine. Bull. Soc. Geol. Fr., (7), 15, p. 624-634.

Caby R., Comes J. 1975, Déformations alpines polyphasées dans la zone Sesia en Val d'Aoste. C.R.Acad.Sci., Paris, D, 280, p. 415-418.

Caby R., Kienast J.R., Saliot P. 1978, Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales. Rev. Geogr. Phys. Geol. dyn., 20, p. 307-322.

Callegari E., Sacchi R., Bovo S., Torassa G. 1980, Osservazioni strutturali sul versante italiana del Massiccio di Ambin (Alpi Graie). Boll. Soc. Geol. It., 99, p. 395-404.

Caron J.M. 1977, Lithostratigraphie et tectonique des schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes septentrionales et en Corse orientale. Sci. Geol., mém. n° 48, 326 p.

Chatagnon F. 1982, L'analyse d'images appliquée à des problèmes structuraux. Fracturation du site du barrage de Vinça (Pyrénées Orientales) ; structures d'un marbre de Carrare ; Déformation des quartzites du Massif de Dora Maira. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 125 p.

Chatterjee N.D. 1963, Zur Tektonik der penninischen Zone in der weiteren Umrahmung des nördlichen Dora-Maira Massivs, italienische Westalpen. Geol. Rdsch., 53, p. 536-550.

Chopin C., Maluski H. 1980, $^{40}Ar-^{39}Ar$ dating of high pressure metamorphic micas from the Gran Paradiso (Western Alps) : evidence against the blocking temperature concept. Contrib. Mineral. Petrol., 74, p. 109-122.

Choukroune P. 1971, Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 13, p. 257-271.

Cobbold P. 1979, Sheath folds and large strains in rocks. in S. White, large strain deformation, J. Struct. Geol. 1, p. 338.

Cobbold P., Quinquis H., 1980, Development of sheath folds in shear regimes. J. Struct. Geol., 2, p. 119-126.

Comes J. 1975, Tectonique alpine de la zone Sesia en Val d'Aoste. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 100 p.

Dal Piaz G.V., Gosso G., Martinotti G. 1971, La II zona diorito kinzigitica tra la valsesia e la valle d'Ayas (Alpi occidentali). Mem. Soc. Geol. It., 10, p. 257-276.

Debelmas C., Kerckhove C. 1980, Les Alpes Franco-Italiennes. Geol. Alp., 56, p. 21-58.

Ellenberger F. 1958, Etude géologique du pays de Vanoise. Mem. Explic. Carte Geol. Fr., 561 p.

Escher A., Watterson J. 1974, Stretching fabrics, folds and crustal shortening. Tectonophysics, 22, p. 223-231.

Faure M., Malavieille J. 1980, Les plis en fourreau du substratum de la nappe des schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. C.R.Acad.Sci., Paris, D, 290, p. 1349-1352.

Flinn D. 1965, On the symmetry principle and the deformation ellipsoïd. Geol. Mag., 102, p. 36-45.

Frey M., Hunziker J.C., O'Neil J.R., Schwander H.W. 1976, Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological Rb.Sr and stable isotope data. Contrib. Mineral Petrol., 55, p. 147-179.

Gamond J.F. 1980, Direction de déplacement et linéation : cas de la couverture sédimentaire dauphinoise orientale. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 22, p. 429-436.

Gay M. 1964, A propos de certaines écailles du massif d'Ambin (Alpes franco-italiennes). C.R.Somm.Soc. Geol. Fr., 5, p. 183-184.

Gay M. 1972, Le massif d'Ambin et son cadre de schistes lustrés (Alpes franco-italiennes). Evolution structurale . Arch. Sc. Genève, 25, p. 165-214.

Gosso G., Kienast J.R., Lardeaux J.M., Lombardo B. 1982, Replissement intense et transposition (en climat métamorphique de haute pression) des contacts tectoniques majeurs dans l'édifice supérieur des nappes alpines (zone Sésia-Lanzo). C.R.Acad.Sc., Paris, 294, II, p. 343-348.

Gourlay P. 1982, La déformation dans le couloir du Bon Nant entre Mont-Blanc et Belledonne (Alpes françaises).. C.R. Acad. Sci., 294, II, p. 1291-1294.

Guillaume A. 1969, Contribution à l'étude géologique des Alpes Liguro-Piémontaises. Docum. lab. Geol. Fac. Sci., Lyon, n°30, p. 1-270 et 271-658.

Hobbs B., Means N., Williams P. 1976, An Outline of structural geology. Wiley N.Y., 571 p.

Hunziker J.C. 1974, Rb.Sr and K.Ar age determination and the alpine tectonic history of the western Alps. Mem. Ist. Geol. Mineral Univ. Padova, 31, 55 p.

Kienast J.R., Velde B. 1970, Le métamorphisme alpin dans les Alpes Franco-Italiennes : mise en évidence d'un gradient de température et de pression. C.R.Acad.Sci., Paris, 271, D, p. 637-640.

Klein J.A. 1978, Post nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. Leidse Geol. Meded. 51, p. 233-312.

Lacassin R. 1983, Cisaillement ductile et déformation hétérogène du granite de la nappe du Mont-Rose dans la vallée de Saas (Suisse). C.R.Acad.Sc., Paris, 296, II, p. 777-782.

Lacassin R. 1983, Mise en évidence d'une zone de cisaillement ductile majeure dans la couverture de la nappe du Mont-Rose : étude microstructurale. C.R.Acad.Sci., Paris, 297, série II, p. 613-618.

Lagarde J.L. 1978, La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse 3ème cycle, Rennes, 164 p.

Laduron D., 1976, L'antiforme de Vanzone ; étude pétrologique et structurale dans la vallée Anzasca (Province de Novara, Italie). Mem. Inst. Geol. Univ., Louvain, t. 28, p. 1-121.

Laurent P., Etchecopar A. 1976, Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le massif de Dora-Maira. Bull. Soc. geol. Fr. (7), 18, p. 1387-1393.

Lefèvre R. 1982, Les nappes briançonnaises internes et ultrabriançonnaises dans les Alpes Cottiennes méridionales. Thèse d'Etat, Paris, 435 p.

Lugeon M. 1901, Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Geol. Fr. (4), 1, p. 723-825.

Malavieille J., Etchecopar A. 1981, Ductile shear deformation of quartzite in an Alpine crustal thrust (Ambin massif). Tectonophysics, 78, p. 65-71.

Malavieille J. 1982, Etude microtectonique de la déformation ductile dans de grands chevauchements crustaux. Exemple des Alpes Franco-Italiennes et de la Corse. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 117 p.

Malavieille J., Etchecopar A., Burg J.P. 1982, Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. C.R.Acad.Sc. Paris, 294, II, p. 279-284.

Malavieille J. 1983, Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. Bull. Soc. Geol. Fr., à paraître.

Mattauer M. 1975, Sur le mécanismes de formation de la schistosité dans l'Himalaya Earth. Planet. Sc. Lett., 28, p. 144-154.

Mattauer M., Proust F., Etchecopar A. 1977, Linéation "a" et mécanisme de cisaillement simple liés au chevauchement de la nappe des schistes lustrés en Corse. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 14, p. 841-847.

Mattauer M., Tapponnier P. 1978, Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes Franco-Italiennes. C.R.Acad.Sc., Paris, 287, D, p. 899-902.

Mattauer M., Mercier J. 1980, Microtectonique et grande tectonique. Mém. h. s. Soc. Geol. Fr., n°10.

Mattauer M. 1981, Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes Suisses (couverture Nord de la Nappe du Mont Rose). C.R.Acad.Sc., Paris, 293, II, p. 929-932.

Mattauer M., Faure M., Malavieille J. 1981, Transverse lineation and large-scale structures related to Alpine obduction in Corsica. J. Struct. Geol., 3, p. 401-409.

Mattauer M., Collot B., VAN DEN DRIESSCHE J., 1983, Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. Geology, 11, p. 11-15.

Maurin J.C. 1982, Etude d'un secteur des schistes lustrés à ophiolites du Queyras. D.E.A., Montpellier, 96 p.

Menard G. 1979, Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 178 p.

Michard A. 1966, Etude géologique dans les zones internes des Alpes cottiennes. Ed. C.N.R.S., Paris, 447 p.

Michard A. 1977, Charriages et métamorphisme HP dans les Alpes cottiennes méridionales : à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), XIX, p. 883-892.

Minnigh L. 1979, Structural analysis of sheath-folds in a metachert from the Western Italian Alps. J. Struct. Geol., 1, p. 275-282.

Nicolas A., 1966, Etude petrochimique des roches vertes et de leurs minéraux entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piemontaises). Tome I, 178 p.
Le complexe ophiolites-Schistes lustrés entre Dora-Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises). ect ique et Métamorphisme, tome II, 299 p., Thèse, Nantes.

Nicolas A., 1969, Tectonique et métamorphisme dans les Stura di Lanzo (Alpes Piémontaises). Bull. Suisse Min. Petr., 49, p. 359-377.

Nicolas A., Bouchez J.L., Boudier F., 1972, Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes Piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. Tectonophysics 14, p. 143-171.

Nicolas A. , Boudier F., 1975, Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. Tectonophysics 25, p. 233-260.

Nicolas A., Poirier P.J., 1976, Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley interscience ed., London, 444 p.

Platt J.P., Vissers R. 1980, Entensional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, p. 397-410.

Quinquis H., Audren C., Brun J.P., Cobbold P. 1978, Intense progressive shear in the Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. Nature, 273, p. 43-45.

Ramsay J., Graham R. 1970, Strain variation in shear belts. Can. J. Earth Sci. 7, p. 786-812.

Robert D. 1979, Contribution à l'étude géologique de la haute vallée de l'Arc. Région de Bonneval, Savoie. Thèse 3ème cycle, Paris, 181 p.

Sacchi R. 1979, Twisting effects in the Western Alps orogene as evidenced by the dispersal of minor structures. Atti della Acad. Scienze di Torino, 113, p. 1-7.

Saliot P. 1978, Le métamorphisme dans les Alpes Françaises. Thèse Sciences, Paris, 183 p.

Tricart P., Caron J.M., Gay M.,Vialon P. 1977, Relais de schistosité, structures en éventail et discontinuités majeures sur la transversale du Pelvoux. Bull. Soc. Geol. Fr., XIX, p. 873.

Tricart P. 1980, Tectoniques superposées dans les Alpes occidentales au Sud du Pelvoux. Evolution structurale d'une chaîne de collision. Thèse, Sciences, Strasbourg, 407 p.

Veamcombe J.R. 1980, The geology of the Gran Paradiso region of the Western Alps. Thèse PhD., Swansea, 203 p.

Vialon P. 1966, Etude géologique du massif cristallin Dora-Maira. Alpes Cottiennes internes, Italie. Thèse Sciences, Grenoble, 282 p.

Vialon P. 1974, Les déformations synschisteuses superposées en Dauphiné. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 54, p. 663-690.

Wilson C.J.L. 1978, Deformation in the Theodul-Rothorn Zone (Zermatt, Switzerland). Eclog.Geol.Helv., 71, p. 517-549.

Gneiss des CEVENNES

Contribution à l'analyse de la deformation hercynienne.

Dans cette partie, je ne traiterai pas de façon exhaustive la tectonique des gneiss de la Cézarenque mais j'essayerai d'aborder et de discuter quelques problèmes posés par ces gneiss et l'analyse de leur déformation. La majeure partie de ce travail a été effectué en collaboration avec J. Van Den Driessche et a débuté (mise au point de l'utilisation de la méthode Fry (Fry 1979), programmes de calcul, étude microtectonique et premières mesures de la déformation finie) à l'occasion d'un mémoire de D.E.A. (Lacassin, 1981).

-:-=-:-=-:-=-

L E S G N E I S S D E S C E V E N N E S

Présentation

INTRODUCTION

□ Le massif des gneiss de la Cézarenque (Cévennes), situé dans le sud du Massif Central, a fait l'objet de plusieurs hypothèses tectoniques. Les deux principales sont : (1) existence d'un grand pli couché dont les gneiss formeraient le coeur (Demay 1942, Brouder 1968, Arthaud et Matte 1977, Burg et Matte 1978) ; (2) existence d'un chevauchement de grande ampleur à la base des gneiss, qui aurait amené ces derniers sur les schistes des Cévennes. Une importante déformation ductile en cisaillement simple est reliée à ce chevauchement (Mattauer et Etchecopar 1976). Jusqu'à présent aucune étude microtectonique détaillée n'avait été entreprise dans ces gneiss. Nous avons donc effectué **une analyse et une cartographie des microstructures** (en particulier les linéations d'allongement) ; essayé de **quantifier la déformation finie** (première application de la méthode Fry (1979) à des gneiss) ; et tenté de **caractériser le régime de déformation** (coaxial, non coaxial) à l'aide de critères de déformation rotationnelle (déformation des feldspaths, queues de cristallisation).

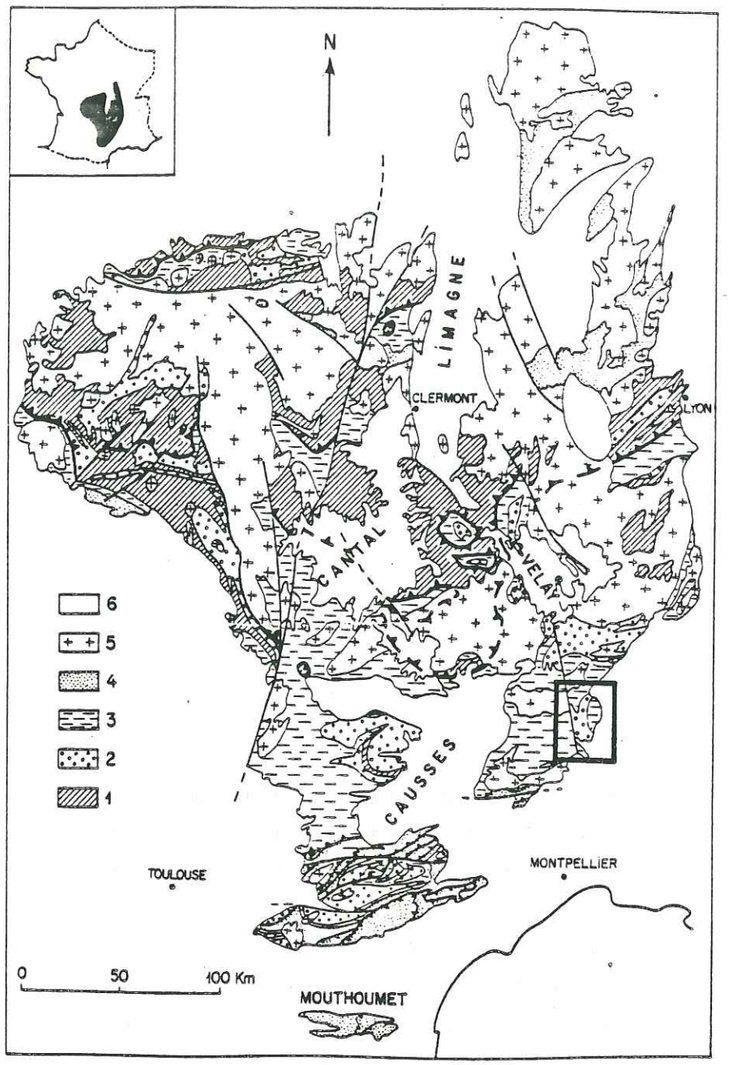


Figure 2 - 1 - Situation des gneiss des Cévennes sur un schéma du massif Central, d'après Burg et Matte 1978.

II/ - 1 APERCU GEOLOGIQUE

□ Située dans la partie sud du massif-Central (Burg et Matte 1978, Matte 1983), la zone des schistes des Cévennes est principalement constituée d'une épaisse série schisto-gréseuse (micaschistes épizonaux, quartzites) d'âge paléozoïque inférieur présumé. A l'Est cette série est surmontée (Fabre 1896, Demay 1931) par les gneiss de la Cézarenque (Brouder 1963, Roger 1969, Pellet 1972) dont l'âge est inconnu et l'origine discutée. Ces gneiss sont formés : (1) de rubans et d'amygdales de feldspaths (plagioclase An 10-20, plus quartz et micas blancs) très recristallisés, ces amygdales gardent parfois la forme rectangulaire du feldspath d'origine, (2) de porphyroclastes de quartz bleutés ; (3) de micas ; cette texture (en particulier la présence d'amandes polycristallines de feldspaths) est apparue pour de nombreux auteurs, problématique : ancien conglomérat (Shuaib 1952, Brouder 1964, Weisbrod et Marignac 1968) ou roche orthodérivée (Gèze 1945, Demay 1948, Chenevoy 1968 a et b). Des récents travaux (Crevola et al. 1983) ainsi que les études en cours de M. Arthaud et R. Caby (Arthaud DEA en préparation) semblent montrer une origine ortho. pour une partie au moins de ces gneiss. Pour Arthaud M. et Caby R., ils représenteraient un laccolithe de roches granitoïdes, dans lequel il est possible de mettre en évidence une zonation pétrologique (variation de l'importance des quartz bleutés, des enclaves). La texture particulière de la roche résulterait d'un métamorphisme polyphasé (et évidemment de l'intense déformation) :

- première phase (M1) de haut degré responsable de la recristallisation des feldspaths en amygdales polycristallines, de la cristallisation de grenats (dont on observe les reliques dilacérées par la déformation) ;
- la deuxième phase (M2), rétromorphique, est celle classiquement décrite (chlorite, biotite), elle caractérise les schistes des Cévennes. La déformation observée et décrite ci-dessous semble syn à tardi M2, ses relations individuelles avec M1 sont inconnues.

II/ - 2 ANALYSE DE LA DEFORMATION

Caractéristiques microtectoniques

C. R. Acad. Sc. Paris, t. 295 (6 décembre 1982) Série II — 1027

TECTONIQUE. — *Analyse de la déformation hercynienne majeure des gneiss de la Cézarenque (Cévennes, Massif-Central).* Note (*) de **Robin Lacassin** et **Jean Van Den Driessche,** présentée par Jean Aubouin.

Nous décrivons les caractéristiques de la déformation majeure hercynienne dans les gneiss de la Cézarenque. L'analyse de la déformation finie par la méthode Fry montre que le régime est en déformation plane puis semble évoluer vers la constriction. Nous proposons une hypothèse pour l'apparition d'une corrugation superposée et parallèle à la linéation d'allongement.

TECTONICS. — Strain Analysis of the Cezarenque Gneissic Rocks.

The characteristics of the main hercynian deformation in the Cezarenque gneissic rocks are described. A major plane strain ending in constriction is inferred from the finite strain analysis using Fry's method. We attempt to interpret the occurrence of a corrugation superimposed on the stretching lineation.

L'interprétation de la tectonique hercynienne de la partie sud du Massif Central passe par l'étude de la déformation des différents massifs de gneiss tels que celui de la Cézarenque. Ces gneiss œillés surmontent géométriquement la série des schistes des Cévennes réputée paléozoïque inférieur à éocambrienne. Le faciès dominant est composé :

- d'une matrice quartzo-fedspathique avec 10 à 50 % de micas;
- d'agrégats polycristallins (20 à 30 %) (plagioclase et quartz);
- de quartz bleutés (5 à 10 %) caractéristiques d'une cristallisation à haute température.

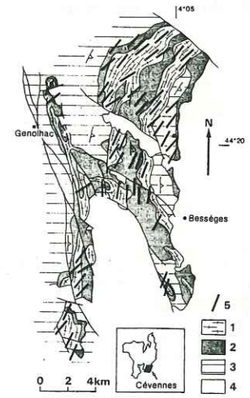


Fig. 1. — Carte des linéations d'allongement. 1, Gneiss porphyroïdes; 2, Gneiss fins; 3, Micaschistes; 4, Couverture post-hercynienne; 5, Direction de L_1 (contours d'après G. Roger [3] et J. Pellet [4]).
Fig. 1. — Stretching lineation map. 1, Porphyroid gneisses; 2, Fine grain gneisses; 3, Micaschists; 4, Post hercynian cover; 5, Trend of L_1 (Geological contours after G. Roger [3] and J. Pellet [4]).

L'origine de ces gneiss est discutée : ils représentent soit une série volcano-sédimentaire ([1] à [4]); soit un intrusif hypovolcanique [5], soit les deux. On admet généralement, malgré l'absence de données radiochronologiques, qu'ils sont plus anciens que les schistes sous-jacents. Deux hypothèses structurales ont été proposées :

- les gneiss forment le cœur d'un pli couché ([1], [2], [4] et [6]);
- les gneiss sont limités à leur base par un chevauchement de type himalayen [7].

LES CARACTÉRISTIQUES DE LA DÉFORMATION. — L'épisode majeur des déformations hercyniennes est marqué par :

(1) Une foliation composite $S_{I\text{-}2}$ subhorizontale matérialisée par les micas et l'aplatissement des agrégats polycristallins.

(2) Une linéation d'allongement, de direction N 040 avec de faibles variations ($\pm 20°$) (*fig.* 1 et 2). Elle est marquée par le grand axe des agrégats polycristallins, des taches de biotites et des cristallisations en zones abritées.

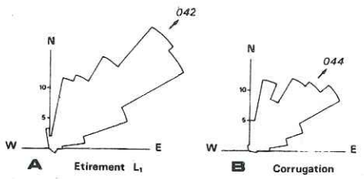


Fig. 2. — Histogrammes d'orientation des linéations. A, Linéation d'allongement L_I, direction moyenne N 042; B, Corrugation, direction moyenne N 044.

Fig. 2. — Histograms of lineation orientations: A, *Stretching lineation* L_I, *average trend:* N 042; B, *Corrugation* L_{cI}, *average trend:* N 044.

(3) Des plis :

— isoclinaux dans les gneiss (rarement observés), dont le plan axial est parallèle à la schistosité régionale $S_{I\text{-}2}$. Leurs axes sont subparallèles à la linéation d'allongement (N 040) ou obliques;

— curvilignes dans les quartzites et micaschistes sous-jacents où ils affectent un rubanement tectonique S_I.

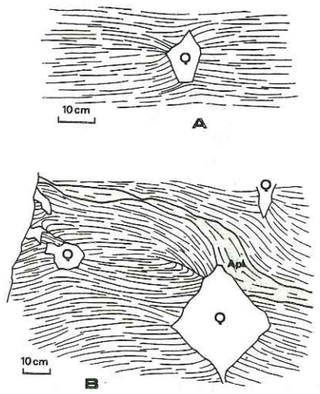


Fig. 3. — Boudinage de foliation. A, Boudinage peu évolué; B, Boudinage intense et superposé (Q, Quartz; Apl., Filon aplitique).

Fig. 3. — Foliation boudinage. A, *Slightly developed boudinage;* B, *Intense and superimposed boudinage.* (Q, *Quartz;* Apl., *Aplitic vein).*

(4) Une linéation de crénulation superposée et strictement parallèle à L_I (*fig.* 2). Elle se traduit sur la foliation par une corrugation (gauffrage) plus ou moins régulière des micas. Il n'existe que très peu de microstructures pénétratives associées (kink-bands,

microcisaillements). Cette corrugation est localement replissée par des crénulations pénétratives subperpendiculaires à L_I; elle n'est rattachée à aucune structure mésoscopique.

(5) Un boudinage de foliation ([8] et [9]) intense (*fig.* 3) (lié à l'anisotropie mécanique présentée par une roche foliée). Les axes des boudins sont curvilignes, très souvent perpendiculaires à L_I. Ce boudinage traduit une extension importante parallèlement à L_I.

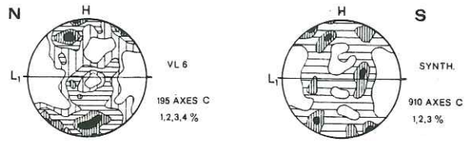


Fig. 4. — Pétrofabriques d'axes *c* du quartz (diagramme de Schmidt, hémisphère inférieur).

Fig. 4. — Quartz c axes petrofabrics (Schmidt nets, lower hemisphere).

LES ORIENTATIONS PRÉFÉRENTIELLES D'AXES C DU QUARTZ. — Les mesures ont été effectuées dans des rubans polycristallins à l'aide d'une platine universelle. Les grains de petite taille, isodiamétriques présentent une extinction onduleuse. Les joints sont suturés. Nous pouvons donc considérer que la plasticité a été le mécanisme principal dans la déformation du quartz. Les conditions de déformation déduites des études pétrographiques ([3] et [4]), ($300° < T < 400°C$ et $3 < P < 5$ kb) sont favorables à l'activation du système de glissement basal de direction *a* [10]. Les pétrofabriques (*fig.* 4), différentes des modèles classiques ([11] et [12]), sont assez bien définies mais difficiles à interpréter. Proches des résultats obtenus par simulation d'une extension uniaxiale [13], elles résultent probablement d'une déformation constrictive.

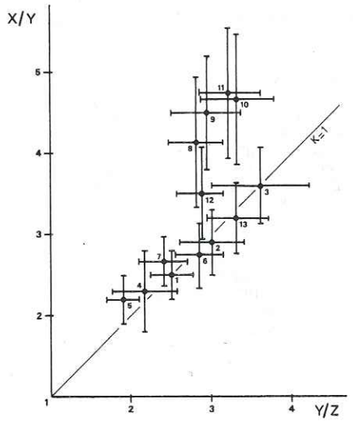


Fig. 5. — Ellipsoïdes de déformation finie et erreurs estimées reportés dans un diagramme de Flinn.

Fig. 5. — Finite strain ellipsoids and estimated errors, plotted in a Flinn diagram.

ESTIMATION DE L'ELLIPSOÏDE DE DÉFORMATION FINIE. — Aucune méthode classique n'étant utilisable dans les gneiss des Cévennes, nous avons appliqué [15] celle proposée par

N. Fry [16] en prenant les quartz bleus comme marqueurs. Les résultats obtenus sur des échantillons provenant du même matériel initial sont présentés dans un diagramme de Flinn (*fig.* 5). Les rapports XZ s'échelonnent entre 4 et 16; cela traduit l'intensité relative et l'inhomogénéité de la déformation à l'échelle régionale. La plupart des échantillons sont caractérisés par une déformation plane; les plus déformés (9, 10, 11) tendent à se situer dans le champ de la constriction.

CONCLUSION :

– l'existence d'une linéation d'étirement de direction constante N 040;

– la présence d'une schistosité subhorizontale d'échelle régionale, plan axial de plis isoclinaux de direction axiale variable;

– l'intense boudinage de foliation;

– le régime de déformation majeure en déformation plane;

peuvent s'intégrer dans un contexte de déformation cisaillante, où la linéation d'allongement serait parallèle à la direction de transport et le plan de cisaillement proche de la foliation régionale. La complexité des critères rotationnels dans les gneiss des Cévennes (étude en cours) ne permet pas de préciser pour le moment le sens (Nord ou Sud) de cisaillement.

Dans le cas d'une déformation progressive (monophasée) la répartition des mesures de déformation finie pose un problème. Les ellipsoïdes en constriction peuvent en effet résulter de la superposition d'une constriction tardive sur une déformation plane. D'après la figure 5, il semble plutôt qu'une déformation finie constrictive n'apparaît qu'au-delà d'une certaine quantité de déformation, probablement pour des raisons d'ordre mécanique. Ceci est en accord avec les autres données présentées ici : O.P.R. du quartz, corrugation parallèle à L_1 [17].

L'apparition d'une forte anisotropie planolinéaire liée à l'intensité de déformation influence les derniers stades de la déformation : elle est responsable de la formation de boudins de foliation. Dans ce contexte la présence d'une corrugation systématiquement parallèle à l'allongement pourrait résulter de causes mécaniques et non de causes externes.

(*) Remise le 8 novembre 1982.

[1] P. BROUDER, *Bull. Soc. geol. Fr.*, (7), V, 1963, p. 828; *Comptes rendus*, 267, série D, 1968, p. 575.
[2] M. CHENEVOY, *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*, (2), X, f. 3, 1968, p. 177.
[3] G. ROGER, *Mém. B.R.G.M.*, n° 66, 1969, 88 p.
[4] J. PELLET, *Bull. Serv. Cart. geol. Fr.*, n° 285, LXI, 1972, 238 p.
[5] B. GEZE, *Mem. Soc. geol. Fr.*, 29-62, 1945, 215 p.; A. DEMAY, *Mem. Cart. geol. Fr.*, 1948.
[6] J. P. BURG et P. MATTE, *Z. dt. Geol. Ges.*, 129, 1978, p. 429.
[7] M. MATTAUER et A. ETCHECOPAR, *Coll. Int. C.N.R.S.*, n° 268, 1976, p. 261.
[8] M. HAMBREY et A. MILNES, *J. Glaciol.*, 14, n° 78, 1975, p. 383-393.
[9] J. PLATT et R. VISSERS, *J. Struct. Geol.*, 2, n° 4, 1980, p. 397-410.
[10] J. BLACIC, *Tectonophysics*, 27, 1975, p. 271-294.
[11] A. ETCHECOPAR, *Tectonophysics*, 39, 1977, p. 121-139.
[12] J. L. BOUCHEZ, *Tectonophysics*, 49, 1978, T25-T30.
[13] G. LISTER et B. HOBBS, *J. Struct. Geol.*, 2, n° 3, 1980, p. 355-370.
[14] J. RAMSAY, McGraw Hill, 1967, New York.
[15] R. LACASSIN et J. VAN DEN DRIESSCHE, soumis à *J. Struct Geol.*
[16] N. FRY, *Tectonophysics*, 60, 1979, p. 89-105; S. HANNA et N. FRY, *J. Struct. Geol.*, 1, n° 1, 1979, p. 155-162.
[17] J. P. BURG, *Comptes rendus*, 293, série II, 1981, p. 849.

R. L. et J. V. D. D. : *Laboratoire de Géologie structurale, L.A. n° 266, C.N.R.S., U.S.T.L., place Eugène-Bataillon*, 34060 *Montpellier Cedex.*

Il nous parait important d'insister sur la présence constante d'une **linéation d'allongement.** Elle est toujours bien exprimée et matérialisée par l'allongement des amygdales ou des rubans feldspathiques et des biotites ainsi que des zones abritées (sur les feldspaths et Quartz). Sa direction moyenne est N040.

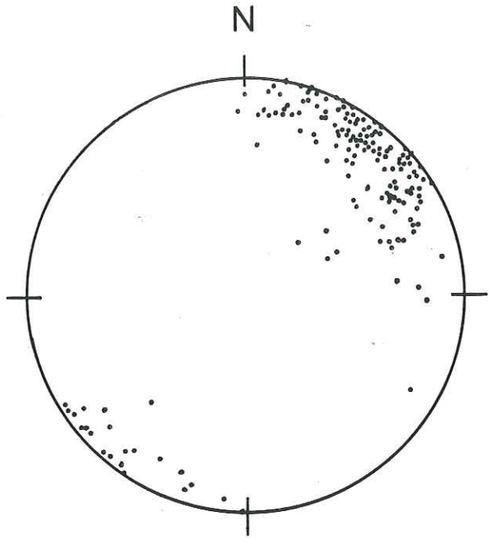


Figure 2 - 2 - Orientation des linéations d'allongement dans les gneiss des Cévennes (diagr. Schmidt, hémisphère inf.).

□ Superposé à cette linéation d'allongement on observe très souvent un gaufrage des surfaces micacées (Lacassin 1981), ce gaufrage définit une linéation de crénulation (L_{c1}) toujours parallèle à L_1. Le problème de cette linéation sera discuté plus loin.

□ A l'échelle de l'affleurement, la structure la plus spectaculaire dans les gneiss est un **boudinage de foliation** très développé. (Hambrey et Milnes 1975, Platt et Vissers 1980). Ce boudinage s'observe lorsque les conditions d'affleurement sont parfaites (lits de rivière comme par exemple dans le cours de La Cèze près de Sénéchas) ; ailleurs, de nombreux indices (axes de boudins ...) laissent supposer qu'il est également très répandu. Les boudins ont une taille métrique (de 10 cm à 10 m) ; ils ne sont pas situés dans des lits particuliers mais présents dans toute la roche. Ils ne sont donc pas liés à des différences rhéologiques entre des niveaux de composition lithologique différente

mais résultent de l'étirement d'un milieu présentant une forte anisotropie planaire (foliation). Les axes des boudins sont généralement perpendiculaires à L_1. Certains sont curvilignes et peuvent alors devenir obliques et même subparallèles à L_1. L'étirement du à ces boudins apparait parallèle à L_1.

II/ - 3 ANALYSE DE LA DEFORMATION FINIE

Méthode Fry

II.3.1. - ANALYSE DE LA DEFORMATION FINIE DANS LES ZONES PROFONDES. -

□ A l'opposé des zones structurales moyennes peu métamorphiques, les zones profondes présentent très peu de roches favorables à l'analyse de la déformation finie. Ceci peut être dû à l'origine de ces roches (très souvent orthodérivées) ou aux conditions métamorphiques et tectoniques qui ont effacé les marqueurs classiques (fossiles, oolithes, galets, taches de réduction dans les schistes) de la déformation finie.

□ La fabrique de forme des porphyroclastes (par exemple des grains détritiques de quartz) peut dans certains cas donner une estimation de la déformation finie (Mukhopadhyay 1973, Mawer 1983) mais la plupart du temps la déformation des porphyroclastes est faible (par rapport à la déformation totale de la roche) et surtout très hétérogène d'un grain à l'autre (Bouchez et Pécher 1981, Mancktelow 1981) car guidée par les systèmes de glissement actifs. Dans de rares cas la déformation finie peut être également analysée grâce à l'étude des orientations préférentielles des minéraux : micas (plutôt dans les zones peu métamorphiques, Le Corre et Le Théoff 1976), quartz (Burg et Laurent 1978), hornblende (Gapais 1979, Brun et al. 1981). L'observation des cristallisations en zones abritées et la fabrique de forme des roches ne donne qu'une estimation de la forme de l'ellipsoïde de déformation (Flinn 1962, 1965, Choukroune 1971, Borradaile 1981).

□ Il apparaît donc que dans les gneiss (et en général les roches contenant des porphyroclastes peu déformables dans une matrice ductile) aucune méthode classique d'analyse de la déformation finie n'est fiable (c'est à dire une méthode analysant la forme des marqueurs déformés).

Univ. J. Fourier - O.S.U.G.
MAISON DES GEOSCIENCES
DOCUMENTATION
B.P. 53
F. 38041 GRENOBLE CEDEX
Tél. 04 76 63 54 27 - Fax 04 76 51 40 58
Mail : ptalour@ujf-grenoble.fr
18 AOUT 2003

II.3.2. - LA METHODE FRY. -

□ Cette méthode proposée par N. Fry (Fry 1979, Hanna et Fry 1979) est dérivée de la méthode des "plus proches voisins" (nearest neighhours, Ramsay 1967). Sa principale caractéristique et originalité réside dans le fait qu'elle n'analyse pas la forme ou la distorsion des objets présents dans la roche (comme le font la plupart des méthodes, Ramsay 1967) mais la répartition des objets antétectoniques dans l'échantillon. Dans cette méthode, le marqueur analysé est donc abstrait et constitué par les segments de droites reliant les centres des objets. Pour une description des bases de la méthode ainsi que leur justification, se référer à Fry 1979, Lacassin 1981, Xiaohan 1983 et Publication 6.

Rappelons qu'elle est basée sur l'analyse d'un ensemble de points (constitué par les centres des objets). Avant déformation, (1) ce nuage de points est isotrope, (2) la distance entre deux points est régie par une loi de probabilité qui établit l'existence d'une distance minimale. Après déformation cette distance minimale est fonction de l'orientation de la droite passant par les deux points, par rapport aux axes de la déformation. Elle est mise en évidence sur un diagramme Fry par une zone vierge au centre du diagramme : - de forme circulaire pour un échantillon non déformé ; - de forme elliptique pour un échantillon déformé. Lorsque les conditions d'utilisation de la méthode sont vérifiées l'ellipse est homothétique de l'ellipse de déformation.

□ Dans les gneiss, où les seuls objets antétectoniques sont les porphyroclastes cette méthode semble a priori très prometteuse : il suffit d'analyser ces porphyroclastes, déformables ou pas, à l'aide de la méthode Fry. **La publication ci-dessous, présente son application au cas des gneiss des Cévennes** (travail en collaboration avec J. Van den Driessche). Elle est suivie d'un rappel et d'une discussion des conditions d'utilisation de la méthode.

Journal of Structural Geology, Vol. 5, No. 3/4, pp. 245 to 253, 1983
Printed in Great Britain

0191-8141/83 $3.00+0.00
Pergamon Press

Finite strain determination of gneiss: application of Fry's method to porphyroid in the southern Massif Central (France)

ROBIN LACASSIN and JEAN VAN DEN DRIESSCHE

Laboratoire de Géologie Structurale, LA 266, C.N.R.S., U.S.T.L., 34060 Montpellier Cédex, France

(*Received* 2 *April* 1982; *accepted in revised form* 19 *November* 1982)

Abstract—We present an attempt to apply Fry's method of finite strain ellipsoid determination to deformed gneissic rocks. Several finite strain ellipsoids have been measured on different 'porphyroid' gneiss samples from the Cévennes area (Southern Massif Central, France). The ellipsoids are characterized by a K parameter close to 1 (plane strain) or $K > 1$ (constriction field). The method appears to be powerful, and we show that in some cases effects of a pretectonic fabric can be eliminated. From these results and microstructural data, a strain-path can be inferred.

Résumé—Nous essayons d'appliquer la méthode de détermination de l'ellipsoïde de déformation finie présentée par Fry, à des gneiss fortement déformés. Plusieurs ellipsoïdes de déformation finie ont été mesurés sur des échantillons de gneiss porphyroïdes provenant des Cévennes (Sud du Massif Central, France). Ces ellipsoïdes sont caractérisés par un paramètre K proche de 1 (déformation plane) ou $K > 1$ (champ de la constriction).

La méthode est parfaitement utilisable dans ce type de roches, nous montrons par ailleurs que dans certains cas l'effet d'une fabrique prétectonique peut être éliminé. Nous déduisons un strain path de ces mesures de la déformation finie et de données microstructurales.

INTRODUCTION

CLASSICALLY, the finite strain of rocks is measured on deformed markers such as fossils, ooliths, pebbles and reduction spots (e.g. Cloos 1947, Ramsay 1967, 1976). As strain markers are lacking in deep-level tectonites, there are only a few strain estimates in highly deformed and metamorphosed areas. Nevertheless it is an important parameter for understanding the tectonic history.

Most gneissic rocks show some recognizable pretectonic objects (individual crystals or grains); but the finite strain obtained from classical analysis of their eventual shape fabric generally underestimates the bulk strain and should be used carefully. The whole sample shape fabric (an L, LS or S tectonite) and the pressure-shadow crystallization (Choukroune 1971) give only a qualitative estimate of the ellipsoïd shape (i.e. oblate, plane strain or prolate, Flinn 1962, 1965).

Fry (1979) published a method of strain measurement based upon the relationships (distances) between the different objects in a rock. The present paper (1) tries to test this method in gneissic rocks, (2) provides finite strain results on a series of the Cevennes porphyroïdes gneisses (French Massif Central) and (3) discusses the regional and dynamical implications.

THE METHOD

The deformation of a sample composed of objects in a matrix (with any relative rheological behaviour), is modelled by the deformation of a homogeneous matrix with embedded passive markers which correspond to the objects. In many cases, the relationships between the points (the centres of the 'object markers') constitute good strain markers (Fry 1979, Hanna & Fry 1979).

Fry considered the general case where the point distribution is related to a probability law, with a minimum interval set between the points. In an undeformed sample this minimum interval is assumed to be the same in any direction; in the deformed sample, it will be a function of the orientation of the straight line joining the two points considered. In the XY plane this interval will be maximum when the line parallels X and at its minimum when it parallels Y (in the YZ plane, respectively Y and Z). $X > Y > Z$ are the strain ellipsoid axes. The ratios of these minimum and maximum distances are close to the finite strain ellipsoid axes ratios X/Y and Y/Z. The finite strain determination is thus possible in rocks including undeformed objects: the measured finite strain is representative of the whole rock deformation.

To be usable, markers must satisfy the following conditions.

(1) In the undeformed stage, their distribution must not be altered by any anisotropy (e.g. sedimentary).
(2) In the deformed stage, the distribution should not be affected by a clastic behaviour.
(3) The minimum distance must be precisely defined by a high density of points.
(4) The markers should not interact.

GEOLOGICAL SETTING

The French Massif-Central is mainly composed of metamorphic Palaeozoic and Precambrian rocks. The major Variscan tectonic features show a vergence to the south. The studied area is situated below the large thrust nappes described by Burg & Matte (1978). It is formed by a thick quartzo-pelitic sequence (Cambro-Ordovician) at the top of which the studied porphyroid gneisses are structurally intercalated (Shuaib 1952, Brouder 1963, Roger 1969, Pellet 1972).

Description of the Cévennes porphyroid gneisses

The gneiss matrix is quartzo-feldspathic with 10–30% biotite, muscovite and chlorite. The biotite commonly forms elongate spots (few cm) on the cleavage. The polycrystalline aggregates consist of plagioclase (An. 10–20) and some quartz, and constitute 20–30% of the rock. The aggregates vary in length from 1 to 10 cm. 'Blue quartz' coloured by rutile, typical of high temperature crystallization, has crystals 1 mm–1 cm and makes up 5–10% of the rock.

The major deformation in the gneissic rocks

The main deformation produced a penetrative composite cleavage, $S_{1\text{-}2}$, roughly horizontal and parallel to the stratification S_0 in the slates. The rock has a LS tectonite shape fabric (Turner & Weiss 1963, Flinn 1962, 1965) (Fig. 1). A prominent stretching and mineral lineation is defined by the long axis of the plagioclase and biotite aggregates and by the alignment of micas. The average trend of this lineation L_1 is N0 40°, with slight variations (±20°) (Fig. 3); it is subhorizontal in the cleavage plane (pitch < 20°). On the whole Massif Central scale, L_1 is subperpendicular to the cartographic trace of the main thrusts (Burg & Matte 1978).

A crenulation lineation, L_{C1}, superimposed on L_1, is often observed. These two lineations are generally parallel (Fig. 3). Locally this lineation, L_{C1}, is folded by later crenulations with various orientations (no measurement has been carried out in such specimens).

In the rock, the blue-quartz and the plagioclasic aggregates present characteristics of pretectonic objects (Fig. 2): they show evidence of internal strain (undulose extinction, sutured boundaries), fractures filled with equigranular quartz, pressure shadows occur around them and the cleavage is deflected in the matrix. Their deformation is generally weak (Fig. 2). An analysis of their shape fabric gives low shape ratios (Fig. 4). The contrasting rheological behaviour of matrix and markers may explain the discrepancy between the quartz shape ratios and the measurements with Fry's method. Nevertheless some accordance appears for the strain ellipsoid shape: the two calculated K parameters (Flinn 1962) are close together.

Quartz c-axis analysis

We measured the c-axes of quartz in polycrystalline ribbons using a Universal Stage. Grains are small (50 μm) and isodiametric, showing an undulose extinction; they have sutured boundaries. These characters allow us to consider that plasticity mechanisms have been prominent in the quartz deformation. Deformation conditions of 300°C < T < 400°C and 3 < P < 5 kb are inferred from petrographic studies (Roger 1969, Pellet 1972) by persistence of blue quartz colouration and low crystallinity of biotites. According to these conditions, the principal slip system is (0001) ⟨a⟩ (Tullis *et al.* 1973, Blacic 1975, Nicolas & Poirier 1976, White 1976). Classical models (Etchecopar 1977, Bouchez 1978) may not explain the obtained fabric diagrams (Fig. 5).

The skeleton shapes (small circles centred on the stretching lineation) are similar to those presented by Burg (1981), who interpreted them, after Lister *et al.* (1978) and Lister & Hobbs (1980), as the results of a constrictional deformation.

THE MARKERS USED IN THE PORPHYROID GNEISSES: METHODOLOGICAL IMPLICATIONS

For the finite strain analysis with Fry's method, two types of markers seem to be usable: the polycrystalline aggregates and the blue-quartz.

The origin of these gneisses is controversial (see above). We cannot exclude a pretectonic shape fabric of the aggregates or determine their centres precisely, so we did not use these objects. On the other hand, the blue-quartz satisfies these conditions. In most samples the density of quartz loci is high; thus the minimum distance is well defined. The blue-quartz, except broken crystals which we eliminated, are statistically isodiametric. Their diameter is lower or equal to the smallest dimension of the polycrystalline aggregates. If the rock is affected by a pretectonic fabric, according to the following model, their distribution remains isotropic.

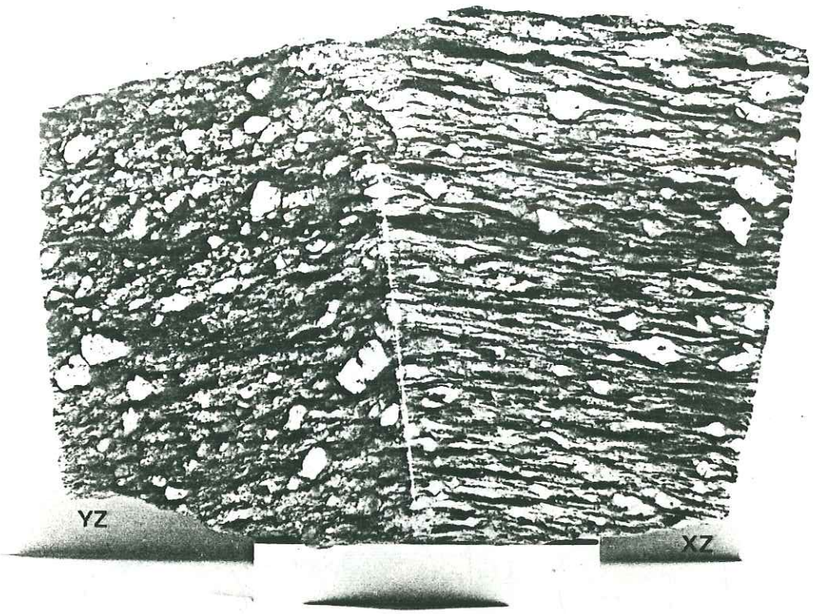
More generally, we may model a rock in two dimensions by an assemblage of elliptical and circular passive markers in a matrix before deformation (Fig. 6a). After deformation (Fig. 6b) no more markers remain circular. Using a simple model, we show in Fig. 7 that it is possible to measure the tectonic strain, if, before deformation, the diameter of circular markers is equal to or lower than the smallest axis of the elliptical ones. This may be the case for a rock with a sedimentary shape fabric, composed of object with various initial shapes (some of them being spherical).

On the Fry's plot (Figs. 7 and 8) the strain ellipse is determined only for the models 1 and 3 (Fig. 7).

RESULTS

Measurements have been carried out on sample surfaces parallel to the finite strain axes, assuming that the principal axes of the fabric of the rock coincide with those of the finite strain ellipsoid; that is $S_{1\text{-}2}$ is parallel to the XY plane and L_1 parallel to X ($X > Y > Z$) (Flinn 1965). The points (centres of the objects), located on sample surfaces, are digitized. The cut-off ellipse is traced by a high density of points, on the calculated Fry plot. The ellipse axes and estimated errors are directly measured on the plot. The obtained ellipse axes are always parallel to the macroscopic fabric axes ($S_{1\text{-}2}$, L_1).

On XZ planes, we have obtained little results. Because the ellipse is highly elongate in this plane, and many clasts of blue-quartz can appear, it is difficult to determine precisely the ellipse ratio; and a great number



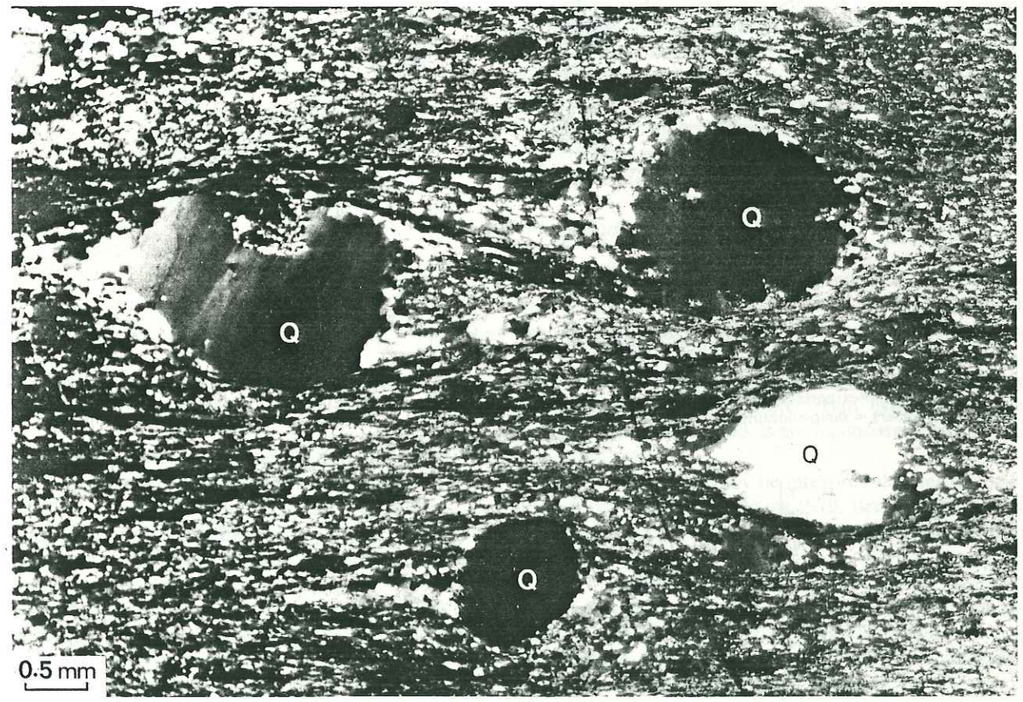


Fig. 1. Sample of porphyroid gneisses; faces parallel to the XZ and YZ planes.

Fig. 2. Photomicrograph under half crossed nicols (XZ section); Q = blue quartz.

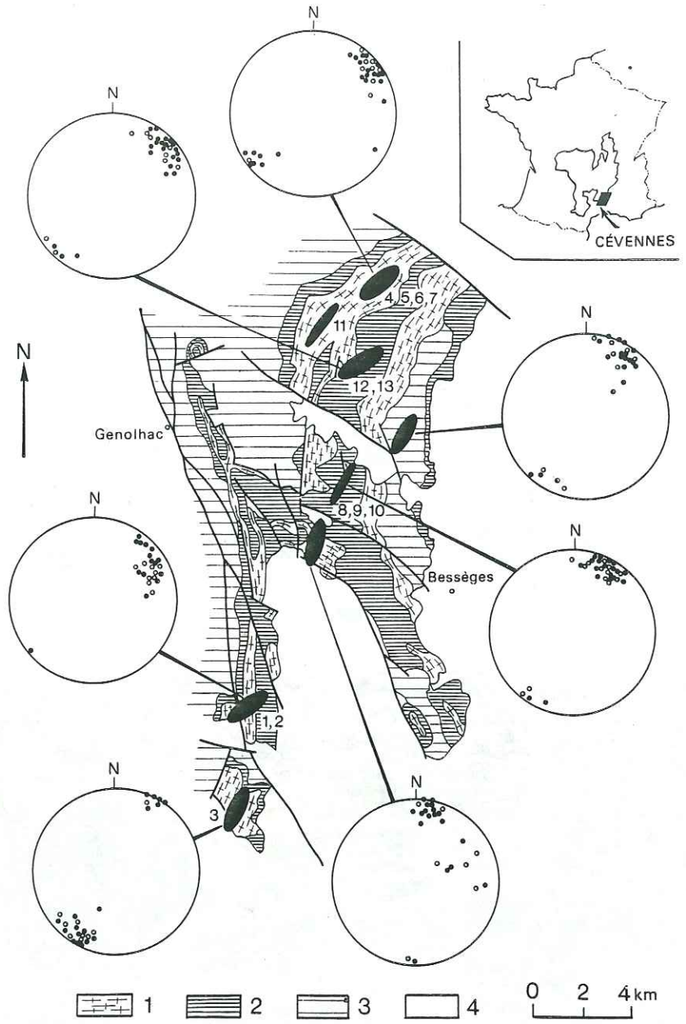


Fig. 3. Synthetic lineation map: 1, Porphyroid gneiss; 2, fine grained gneisses; 3, micaschists; 4, post-Hercynian cover. The black ellipses represent the trends of L_{S1}, their shapes represent the average ratios of the finite strain ellipses in the XY plane. Numbers = sample localities. The black dots represent L_1 and the open circles represent the corrugation lineation (L_{C1}). (Lower hemisphere Schmidt nets.)

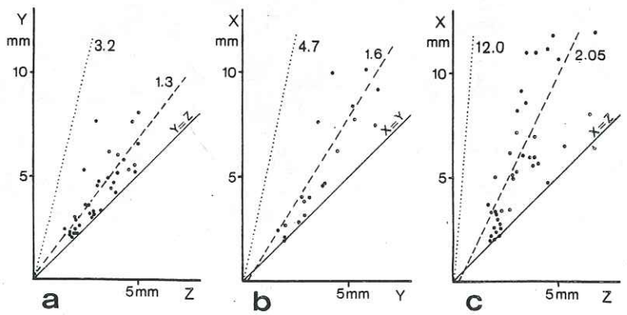


Fig. 4. Shape fabric of blue-quartz (sample 11). (a) YZ section, (b) XY section, (c) XZ section. The dashed line represent the best fit line of linear correlation: $X/Y = 1.3$ (c = 0.8); $X/Y = 1.6$ (c = 0.85); $X/Z = 2.05$ (c = 0.8); (o < c < 1 = goodness of linear correlation, perfect when c = 1). The dotted line represent the measured strain ellipse axes ratio (Fry's method; Flinn shape parameter $K = 1.6$).

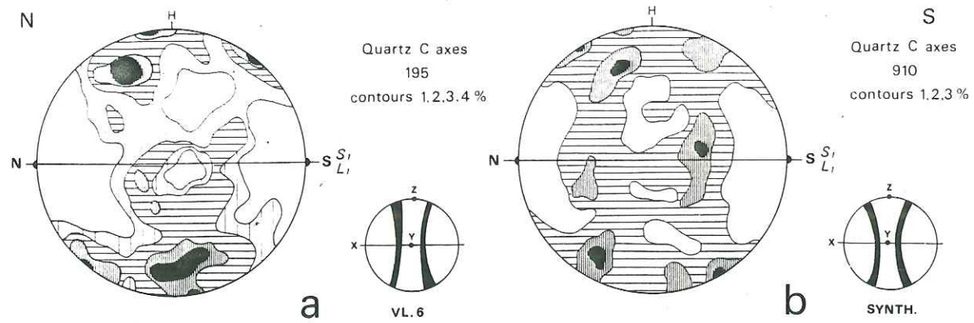


Fig. 5. Quartz preferred lattice orientation in XZ sections (Schmidt nets, lower hemisphere). (a) sample 8 (195 c axes), contours: 1, 2, 3, 4% per 1% area, skeletal outline. (b) Synthetic fabric on three samples (910 c axes), contours: 1, 2, 3% per 1% area, skeletal outline.

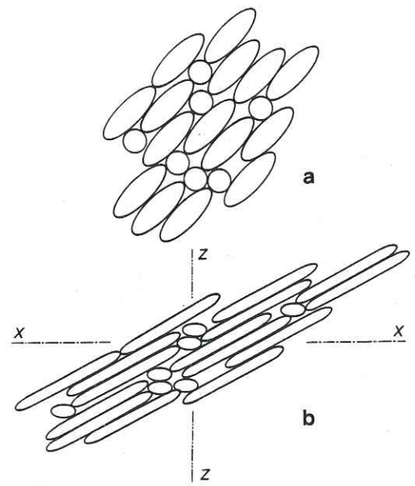


Fig. 6. Model with circular and elliptical objects, to simulate an initial sedimentary fabric: (a) non deformed, (b) deformed; X and Z are the finite strain axes.

of markers are necessary for a good definition (300–400 points). The defined ellipses have a maximum axial ratio of 12. On XY and YZ planes, about 100 objects are sufficient to obtain good ellipses.

The results for the different samples are in Table 1 and the corresponding strain parameter (Flinn 1962, 1965) determined. On a Flinn diagram (Fig. 9) each point is near the line $K = 1$ (plane strain); however, those corresponding to the most intensive deformation tend to be slightly constrictional ($K > 1$).

DISCUSSION

Significance of the results

The parallelism between the ellipse axes on Fry's plot and the macroscopic deformation axes supports the hypothesis of an initial isotropic distribution of the blue-quartz. According to the high goodness of the ellipse and the exceptional occurrence of crystals in contact (corresponding to rare points in the ellipse on Fry's plot), no prominent interaction should have occurred between the markers. So, the minimum distance was not originally defined by the impossibility of overlap of adjacent objects, but by the crystallization parameters of blue-quartz in volcanic rocks; these objects were dispersed in the matrix. In a compact assemblage of deformable objects (e.g. ooids), as stated by Fry (1979), the cut-off ellipse is correlated with the shape of the objects. In our case of weakly deformable objects dispersed in a matrix, the ellipse will represent the total finite strain undergone by the whole rock.

Interpretation

Mattauer & Etchecopar (1976) interpreted the deformation of the Cevennes gneisses as a simple-shear regime, evidence provided by: (1) the presence of a subhorizontal cleavage; (2) a stretching and mineral lineation with a constant trend and (3) the shape fabric of gneissic rocks. The finite strain estimates (plane strain) with Fry's method, is not inconsistent with such a hypothesis.

The quartz fabrics may be interpreted (after Lister & Price 1978, Lister & Williams 1979, Brunel 1980) as the result of the great influence of the latest deformation increments.

The occurrence of a crenulation- (more exactly a corrugation) lineation parallel to the stretching lineation, when it is not related to an obvious late deformation seems to be general in a shear context associated with plane strain (e.g. Laurent & Etchecopar 1976 and personal communication, Hanmer 1979, Hugon & Le Corre 1979, Gratier & Vialon 1980, Steck 1980, Henderson 1981). However the mechanism of its formation is not well understood (Brun & Choukroune 1981).

Since all the samples arise from the same initial material, and according to the quartz fabrics and the occurrence of a late corrugation superimposed on the stretching lineation, we propose that a continous line

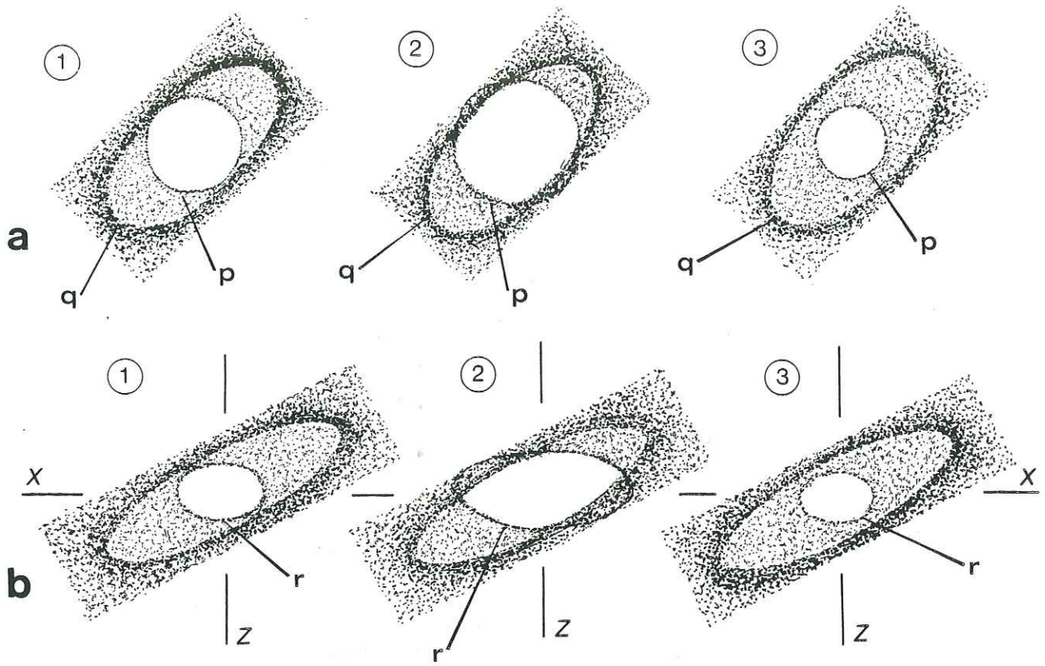


Fig. 7. Types of Fry's diagrams relative to samples including objects in part affected by a sedimentary fabric: models with two shape of markers (see Fig. 6), an elliptical one with a constant axial ratio (called A), an initial circular one (called B). Model 1 (corresponding to figure 6): the diameter of B is equal to the small axis of A. Model 2: the diameter of B is greater than the small axis of A. Model 3: the diameter of B is less than the small axis of A. (a) Fry's diagrams corresponding to the non deformed models: p = circle resulting from the relations between the objects A. q = ellipse, resulting from the relation between the objects B; it represents the sedimentary fabric. (b) Fry's diagrams for the deformed models: The circle is deformed and now represent the strain ellipse (r).

Table 1. Characteristics of measured finite strain ellipsoids: X/Y; Y/Z: ellipse axial ratios; $(X < Y < Z)$; $\triangle$ = estimated error (due to ellipse resolution on the Fry's diagram); N^b P^{ts}: number of points; 'x': no results in this section; K (Flinn 1962) given by $K = (X/Y - 1)/(Y/Z - 1)$.

Sample	X/Y	$\triangle$	N^b P^{ts}	Y/Z	$\triangle$	N^b P^{ts}	X/Z	$\triangle$	N^b P^{ts}	K
1	2.5	0.3	87	2.5	0.3	82	6.1	.	x	0.97
2	2.9	0.4	113	3.0	0.4	153	8.7	.	x	0.95
3	3.6	0.5	167	3.6	0.6	258	12.9	.	x	1
4	2.3	0.5	85	2.2	0.4	88	4.8	.	x	1.1
5	2.2	0.3	x	1.9	0.2	275	4.2	0.2	411	1.3
6	2.7	0.4	106	2.8	0.3	86	7.8	.	x	0.95
7	2.7	0.3	142	2.4	0.3	164	6.6	.	x	1.25
8	4.1	0.8	99	2.8	0.4	153	11.2	.	x	1.75
9	4.5	0.7	236	2.9	0.4	206	13.0	.	x	1.9
10	4.7	0.8	98	3.3	0.5	85	15.5	.	x	1.6
11	4.7	0.8	164	3.2	0.4	234	13.0	2.0	409	1.6
12	3.5	0.6	119	2.9	0.3	139	8.0	2.5	101	1.3
13	3.2	0.4	86	3.3	0.4	130	10.5	.	x	0.95

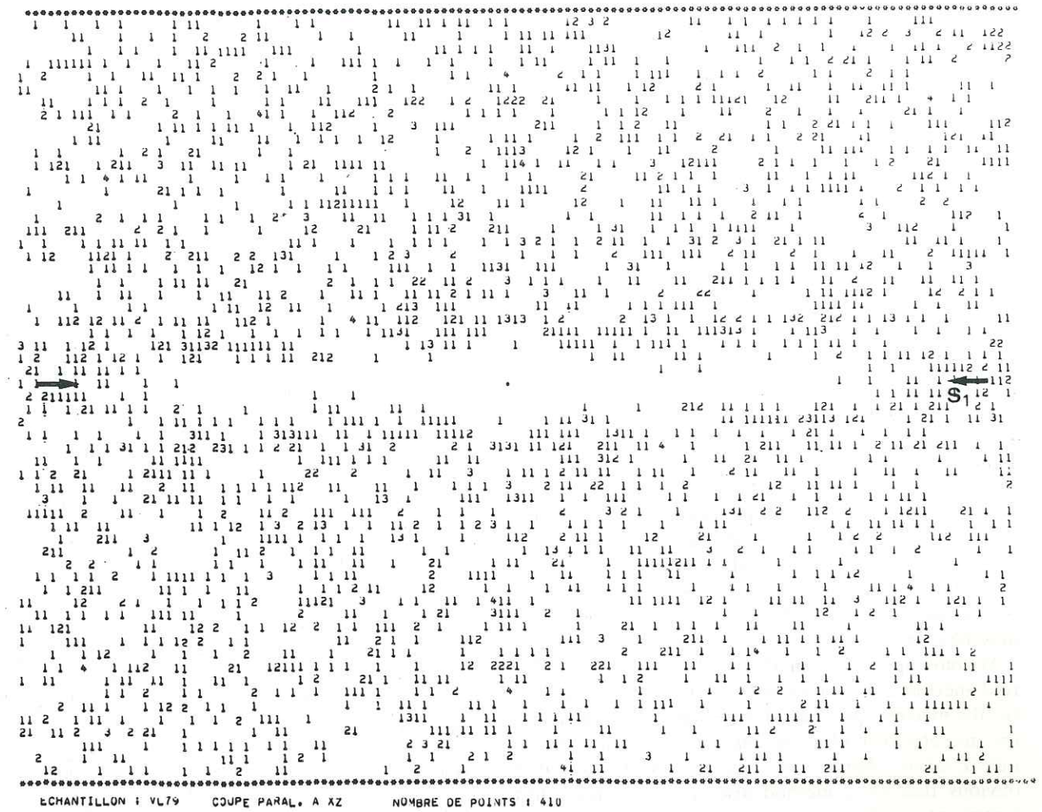


Fig. 8. Example of Fry plot obtained in a section parallel to XZ (sample 11, 409 objects)—S_1 is cleavage; $X/Z = 12$.

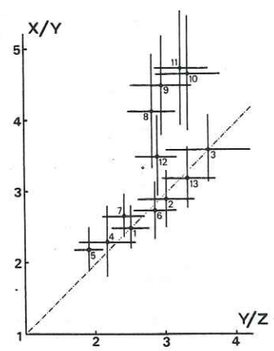


Fig. 9. Measured ellipsoids and errors (see Table 1) plotted on a Flinn diagram.

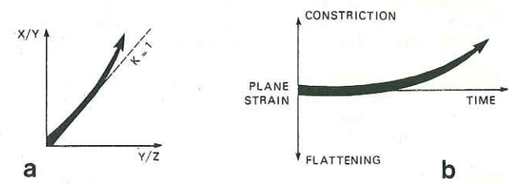


Fig. 10. Proposed strain path, (a) in a Flinn diagram and (b) in a diagram showing the evolution of K during deformation.

(strain path) relates all the points on the Flinn diagram (Figs. 9 & 10(a) and Hobbs *et al.* 1976). This strain path means, for example, that sample 11 had undergone a plane strain (as sample 1) before a late, slightly constrictional, strain (Fig. 10b). As a working hypothesis we propose that the occurrence of this constrictional strain resulted from the mechanics and kinematics of cleavage anisotropy (Brun & Choukroune 1981) and not from external effects.

CONCLUSIONS

In deep-level tectonites individual crystals are the most abundant pretectonic objects. Taking those objects as markers, we have applied the Fry's method (1979) to the finite-strain determination of the rocks. We show that it may be a very useful technique when the pretectonic objects are well defined and if the number of tectonic clasts is low. According to the section analysed and the strain intensity, a number of points between 100 and 400 is required for a good estimate of the finite strain ellipses. It is possible to determine their axial ratios up to a value of 12. Taking some precautions, the effect of a pretectonic shape fabric (sedimentary) may be neglected in some cases.

We have applied this method to the Cévennes porphyroid gneisses and we propose a strain path according to (a) the macroscopic characters of the deformation, (b) the microtectonic observations and (c) the analysis of quartz fabric. Applied to deep level tectonites, it is obvious that Fry's method also integrates the latest increments of the deformation: the deformation path characterized mainly by plane strain, shows the occurrence of a slightly constrictional deformation at the end of the major tectonic event. Such strain paths seems to be usual in areas deformed under a simple-shear regime, but the mechanism is not well understood. This plane strain pattern is compatible with the deformation of the series of Cévennes gneissic rocks in a shear regime.

Acknowledgements—We thank J. P. Burg, A. Etchecopar, P. Laurent and M. Mattauer for reviews of earlier versions of the manuscript.

REFERENCES

Blacic, J. D. 1975. Plastic deformation mechanisms in quartz: the effects of water. *Tectonophysics* **27**, 271–294.
Bouchez, J. L. 1978. Preferred orientation of quartz c-axes in some tectonites: kinematic inferrences. *Tectonophysics* **49**, T25–T30.
Brouder, P. 1963. Description d'une succession lithologique avec niveaux repères dans les schistes cristallins des Cévennes. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7 *Ser.* **5**, 828–834.
Brun, J. P. & Choukroune, P. 1981. Déformation progressive et structures crustales. *Revue Géol. dyn. Géogr. Phys.* **23**, 177–193.
Brunel, M. 1980. Quartz fabric in shear-zone mylonites: evidence for a major imprint due to late strain increments. *Tectonophysics* **64**, T33–T44.
Burg, J. P. 1981. Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale: signification des linéations d'étirement E–W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* **2** T **293**, 849–854.
Burg, J. P. & Matte, Ph. 1978. A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Z. dt. geol. Ges.* **129**, 429–460.
Choukroune, P. 1971. Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec shistosité grâce aux cristallisations syn-cinématiques dans les zones abritées. *Bull. Soc. géol. Fr.* 7 *Ser.* **13**, 257–271.
Cloos, F. 1947. Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. *Bull. geol. Soc. Am.* **58**, 843–918.
Etchecopar, A. 1977. Kinematic model of progressive deformation in polycristalline aggregate. *Tectonophysics* **39**, 121–139.
Flinn, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q. Jl geol. Soc.* **118**, 385–433.
Flinn, D. 1965. On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.* **102**, 36–45.
Fry, N. 1979. Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics* **60**, 89–105.
Gratier, J. P. & Vialon, P. 1980. Deformation pattern in a heterogeneous material: folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a cristalline basement (Oisans – French Alps). *Tectonophysics* **65**, 151–180.
Hanmer, S. K. 1979. The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. *J. Struct. Geol.* **1**, 81–91.
Hanna, S. S. & Fry, N. 1979. A comparison of methods of strain determination in rocks from south west Dyfed (Pembrokeshire) and adjacent areas. *J. Struct. Geol.* **1**, 155–162.
Henderson, J. R. 1981. Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, NE Canada. *J. Struct. Geol.* **3**, 203–210.
Hobbs, B., Means, W. & Williams, P. 1976. *An Outline of Structural Geology*. Wiley, New York.
Hugon, H. & Le Corre, C. 1979. Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisaillant progressif dans le Massif cambrien de Rocroi. *C. r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris* **D 280**, 615–618.
Laurent, P. & Etchecopar, A. 1976. Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement W dans le Massif de Dora-Maira (Alpes). *Bull. Soc. geol. Fr.*, 7 *Ser.* **18**, 1387–1393.
Lister, G. S., Paterson, M. S. & Hobbs, B. E. 1978. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics* **45**, 107–158.
Lister, G. S. & Price, G. P. 1978. Fabric development in quartz feldspar mylonite. *Tectonophysics* **49**, 37–78.
Lister, G. S. & Williams, P. E. 1979. Fabric development in shear zones: theoretical controls and observed phenomena. *J. Struct. Geol.* **1**, 283–297.
Lister, G. S. & Hobbs, B. E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzites: the influence of deformation history. *J. Struct. Geol.* **2**, 355–370.
Mattauer, M. & Etchecopar, A. 1976. Arguments en faveur de chevauchements du type himmalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central français. *Coll. Int. CNRS* **268**, 261–267.
Nicolas, A. & Poirier, J. P. 1976. *Crystalline Plasticity and Solid State Flow in Metamorphic Rocks*. Wiley, London.
Pellet, J. 1972. Données lithologiques et structurales sur le terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. *Bull. Serv. Carte. geol. Fr.* **282T**, 61.
Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.
Ramsay, J. G. 1976. Displacement and strain. *Phil. Trans. R. Soc.* **A283**, 3–25.
Roger, G. 1969. Etude géologique de la Cézarenque et du SE du Mont Lozère (France). *Mém. Bur. Rech. géol. min. Fr.* **66**.
Shuaib, S. M. 1952. Géologie de la partie méridionale des Cévennes dans le Massif Central français. Unpublished thesis, Clermont-Ferrand.
Steck, A. 1980. Deux directions principales du flux synmétamorphique dans les alpes centrales. *Bull. Soc. Vaud. Sci. Nat.* **358**, **75**, 141–149.
Tullis, J., Christie, J. M. & Griggs, D. T. 1973. Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartz. *Bull. geol. Soc. Am.* **84**, 297–314.
Turner, F. J. & Weiss, L. E. 1963. *Structural Analysis of Metamorphic Tectonites*. McGraw-Hill, New York.
White, S. 1976. The effect of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartz. *Phil. Trans. R. Soc.* **A283**, 69–86.

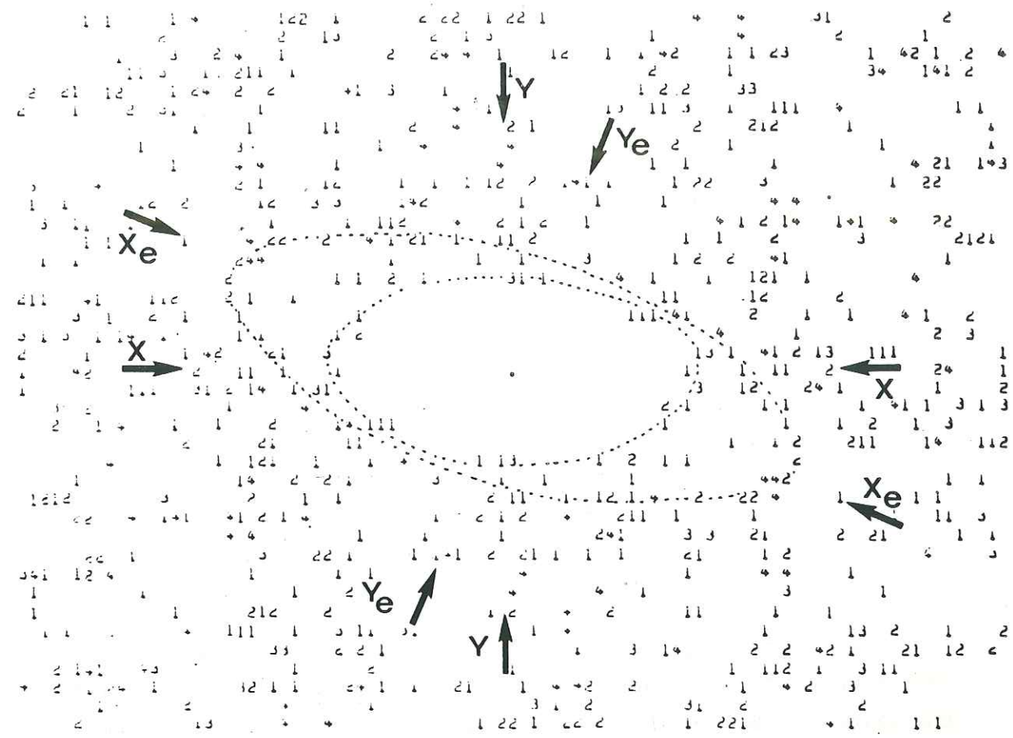


FIGURE 2.3

Simulation numérique d'une fabrique initiale partielle : diagramme Fry obtenu aprés déformation. (Modèle équivalent à celui de la figure 6 et fig.7-1, Publication 6). On observe les deux ellipses emboitées (a) ellipse définie par le vide au centre du diagramme; elle correspond à l'ellipse de déformation, ses axes principaux sont notés X et Y; (b) ellipse définie par une forte densité de points, correspondant à la superposition de l'ellipse de déformation sur l'ellipse d'anisotropie initiale, ses axes sont notés Xe et Ye.

Methode de simulation :

1 - Nuage de points isotrope, une distance minimum entre les points est bien définie. (nuage P1)
2 - Ce nuage est déformé une première fois; on obtient alors un nouveau nuage de anisotrope P2, caractérisé par une ellipse de répartition des points dont les axes principaux sont X1 et Y1.
3 - On enlève de P2 un nombre m de points, choisis au hasard. (nuage P'2)
4 - On ajoute à P'2 un nombre n de points tels que: leurs coordonnées sont tirées au hasard; ils sont conservés si leur distance par rapport aux points présents dans P'2 est toujours supérieure à Y1 (on définit donc une nouvelle distance minimum). On obtient un nuage P3, simulant un échantillon du type représenté fig.6a (publ.6).
5 - Ce nuage P3 est à son tour déformé et le diagramme Fry final calculé. Cette déformation correspondrait à la déformation tectonique, ses axes sont X et Y (ils ont été choisis à 45° de X1 et Y1).

II.3.3. - CONDITIONS D'UTILISATION DE LA METHODE, DISCUSSION. -

□ Résumons les conditions que doivent remplir les échantillons analysés :

(1) La répartition des objets doit être isotrope avant déformation (une fabrique antétectonique peut dans certains cas être négligée, voir Publication 6).

(2) Le boudinage et la fracturation des objets doit être faible.

(3) La distance minimum doit être définie précisément, ce qui implique une haute densité de points et une loi de probabilité "très piquée" (la répartition doit s'éloigner le plus possible d'une répartition totalement aléatoire du type de Poisson (Fry 1979).

(4) Les interactions entre objets doivent être faibles lors de la déformation. Généralement les objets doivent donc être non jointifs ; une analyse d'objets jointifs se résumerait à l'analyse de leur fabrique de forme : par exemple oolithes (Fry 1979) et serait donc sans signification dans le cas d'objets non déformables.

(5) La déformation doit être homogène dans l'échantillon.

□ Dans le cas des gneiss, ces obligations rendent difficile l'application de la méthode aux orthogneiss granitoïdes dont les seuls porphyroclastes sont des mégacristaux feldspathiques (très souvent jointifs, et étirés et fracturés). **Pratiquement il faudra prendre un assez grand nombre d'objets, éliminer les fragments de porphyroclastes fracturés lorsqu'ils sont reconnaissables (reliés par des zones de cristallisation...), ainsi que les objets situés dans des ombres de pression d'autres porphyroclastes, zones où la déformation est inhomogène (dans notre cas on éliminera par exemple les quartz situés dans les ombres de pression des amygdales feldspathiques).**

□ Les résultats obtenus sont toujours une **estimation minimale de la déformation totale de la roche** (intégrant la déformation éventuelle des marqueurs et celle de la matrice). Lorsque la déformation est intense ($X/Z > 10$), la précision diminue, principalement à cause de la formation de clastes (sous-estimation de X). Bien que très intéressante **cette méthode doit donc être appliquée avec précaution.** Nos résultats ainsi que d'autres travaux récents tendent à montrer qu'elle est néanmoins utilisable dans les gneiss (Xiaohan 1983, Teyssier commun. pers.). Dans le futur il paraît important d'éliminer l'effet des clastes : - par l'analyse de sections non parallèles à X, recombinées par la suite dans le calcul de l'ellipsoïde de déformation ; - éventuellement par la reconstruction des porphyroclastes fracturés (Teyssier commun. pers.) ; - par l'utilisation d'une méthode plus sophistiquée pour l'analyse des relations entre les objets (Ribeiro et al. 1983).

II/ - 4 A N A L Y S E D E L A D E F O R M A T I O N

Problème de la crénulation parallèle à la linéation d'allongement

□ L'étude microtectonique des gneiss de la Cézarenque a montré qu'**une linéation de crénulation** (L_{c1}) **était très souvent superposée à la linéation d'allongement.** Le parallélisme entre L_{c1} et L_1 est toujours parfait (Lacassin et Van den Driessche 1982a). Ces deux linéations sont replissées par les crénulations tardives, généralement subperpendiculaires à L_1 et associées à des plis déversés au Sud.

□ La linéation de crénulation L_{c1} est définie par un gaufrage des niveaux micacés : petits kink-bands et microplissement (0.5 mm de haut et 5 mm de long dans la foliation). Les lamelles de micas (biotite, micas blancs) sont déformées et kinkées . En section perpendiculaire à la linéation, on n'observe que peu de structures pénétratives liées à la crénulation (kinks ou bandes de cisaillement). Les relations entre L_{c1} et le boudinage sont assez caractéristiques : la crénulation, bien exprimée entre les boudins, diminue d'intensité et peut même disparaître à l'approche des nez de boudins.

II.4.1. - AGE ET SIGNIFICATION DE CETTE CRENULATION

□ Nous considérons que la linéation d'allongement est subparallèle à la projection dans la foliation de la direction de fluage dans un régime de déformation proche du cisaillement simple (à l'échelle de l'échantillon) (cf. II.5). Le problème est donc celui de la formation d'une linéation de crénulation (tardive ?), traduisant un raccourcissement, parallèlement à une direction de cisaillement et d'étirement de la matière. Une première discussion de ce problème a été présenté à Int. Conf. on Planar and Linear Fabrics of Deformed Rocks (Zürich 1982) (Lacassin et Van Den Driessche 1982 b).

Il est évident que la crénulation L_{C1} pourrait être due à une phase de serrage tardive, indépendante de l'évolution antérieure. L'alignement de la crénulation sur la linéation d'allongement serait alors du à l'influence de l'anisotropie linéaire préexistante ; le mécanisme de cette parallélisation a été clairement démontré par A.J. Watkinson (Watkinson et Cobbold 1981, Watkinson 1983). Il faut néanmoins remarquer :

- qu'aucune structure à grande échelle ne semble associée à cette crénulation ;

- que l'éventuelle phase de serrage (NW-SE) devrait être antérieure aux crénulations et aux plis de direction E-W à NW-SE ; ces plis, déversés au sud, peuvent être interprétés comme les dernières manifestations de l'événement tectonique majeur à vergence sud et au blocage des chevauchements vers le Sud (Mattauer et Etchecopar 1976, Burg et Matte 1977, Matte 1983).

□ Comme semblent le montrer les relations entre le boudinage et la crénulation L_{C1}, **il nous parait plus vraisemblable que cette crénulation, à l'instar du boudinage, s'est formée à la fin de la déformation majeure. Dans ce cas, la linéation d'allongement et de crénulation seraient génétiquement liées.**

II.4.2. - AUTRES EXEMPLES DE CRENULATIONS PARALLELES A LA LINEATION D'ALLONGEMENT

A l'occasion d'une revue biblio., il apparait qu'un tel phénomène est assez courant : l'existence d'une crénulation parallèle à une linéation d'allongement a été décrite par de nombreux auteurs. Les contextes d'observations sont généralement caractérisés par :

- une déformation ductile intense ;
- un régime de déformation proche du cisaillement simple ;
- une linéation d'allongement très marquée et proche de la direction de transport.

□ Zones de cisaillement ductile

Plusieurs auteurs ont décrit l'existence de crénulations tardives parallèles à l'allongement dans la zone Sud-Armoricaine (Le Corre et Le Théoff 1976, Hammer 1979, Brun et Choukroune 1981, Hanmer et al. 1982). Le Corre et Le Théoff (1976) l'ont mise en évidence dans les terrains paléozoïques et briovériens plissés du Sud de Rennes dont la déformation résulte d'un cisaillement simple dextre (Percevault et Cobbold 1982) ; pour ces auteurs elle est reliée à l'existence de zones de déformation constrictive mises en évidence par l'étude de la déformation finie. Dans la zone de cisaillement Sud-Armoricaine elle-même (Berthé et al. 1979, Berthé et Brun 1980, Jégouzo 1980), nous avons observé dans les schistes, présentant une foliation subverticale de direction N100, une linéation de crénulation subhorizontale, parallèle à la linéation d'allongement bien exprimée dans les orthogneiss

voisins. Comme dans les Cévennes cette linéation L_{C1} est replissée par les crénulations et kinks tardifs dont les axes sont proches de la verticale.

Dans le prolongement ouest de la zone Sud-Armoricaine, Nicolas et al. (1977) soulèvent l'existence d'une coaxialité entre linéations de crénulation et d'allongement (axe lanvaux - Angers).

□ Zones de chevauchement et de nappes

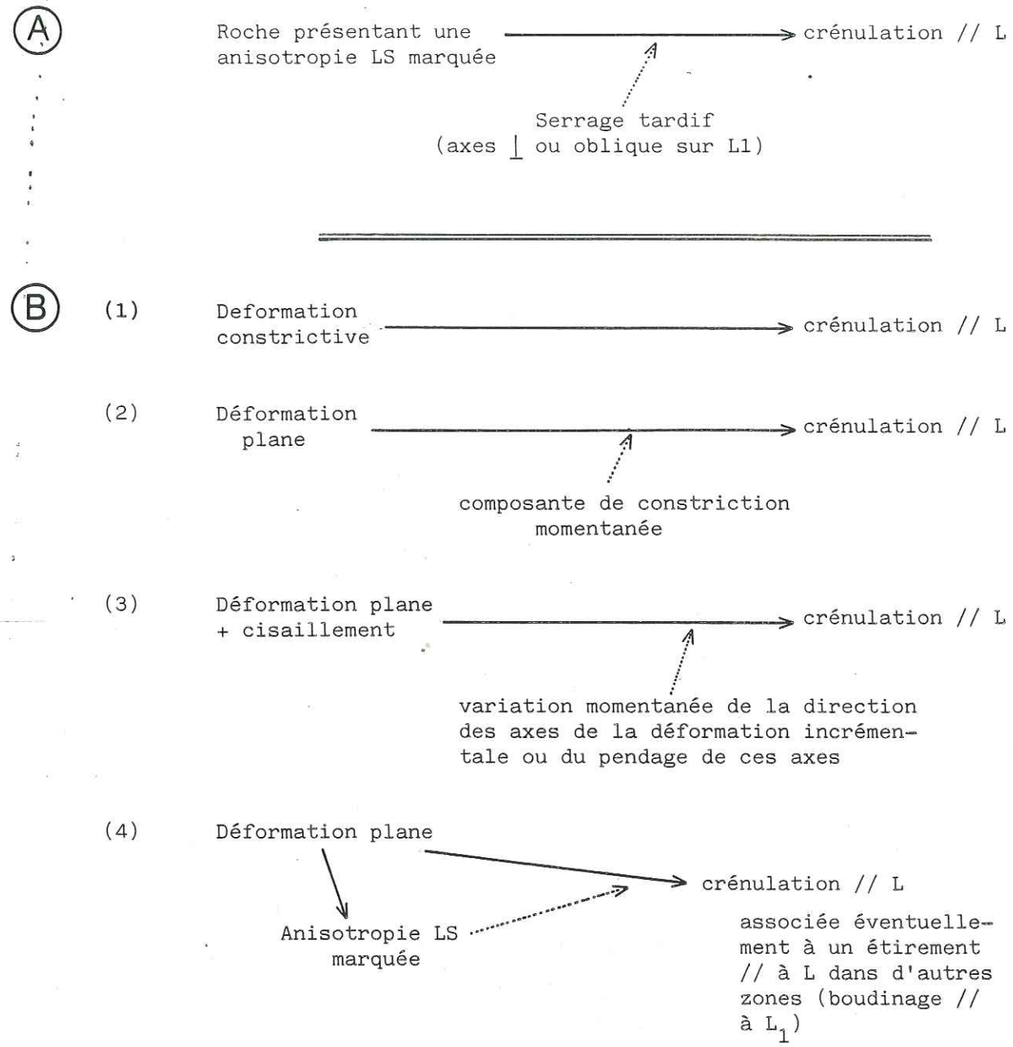
Pour Hugon et Le Corre (1979) l'existence d'une fine crénulation parallèle à l'allongement, dans le Massif de Rocroi (Ardennes) est reliée à une légère constriction.

Dans les Alpes Penniques Centrales (Suisse), A. Steck décrit deux linéations d'étirement (X_1 et X_2) qu'il relie à deux événements tectoniques pour lesquels elles représenteraient la direction de transport. A chacun de ces étirements est associé une crénulation généralement parallèle ; celle associée à L_1 **"semble se former dès qu'une fine couche de micas marque la schistosité et sa formation doit être génétiquement liée à celle de l'étirement"** (Steck 1980). Dans la même région, plus précisément dans la nappe Maggia, C. Simpson (1981) décrit une crénulation tardive, parallèle à la linéation L_1 d'allongement, les deux linéations sont antérieures aux plissements rétrodéversés.

L'observation de certains plis en fourreau provenant de Corse ou du Cap de Creus (Carreras et al. 1977, Faure et Malavieille 1980) montre également l'existence, dans les flancs des fourreaux, d'une fine crénulation parallèle à l'allongement et à la direction de transport.

II.4.3. - MECANISMES DE FORMATION

□ Des chapitres précédents, il ressort que cette crénulation se trouve dans des zones fortement déformées, généralement dans un contexte proche du cisaillement simple ; la déformation finie est plane ou légèrement constrictive. Une des caractéristiques majeures de telles zones est la formation d'une **anisotropie plano-linéaire** (LS) dans les roches (foliation et linéation) ; cette anisotropie (au moins planaire) est dans tous les cas nécessaire pour la formation de la crénulation. Il semble que les crénulations L_{C1} soient le résultat



<u>Différentes hypothèses pour la formation des crénulations // L</u>

A. Phase de déformation tardive.

B. Au cours d'une même déformation progressive.

Dans tous les cas la crénulation ne peut apparaitre que lorsque anisotropie planaire (foliation) est bien exprimée.

du même événement tectonique que la déformation majeure (cisaillement, linéation d'allongement) (Steck 1980, Brun et Choukroune 1981) ; il faut donc rechercher un ou plusieurs mécanismes susceptibles d'expliquer l'apparition d'une crénulation parallèlement à la direction de fluage et de mouvement.

□ Trois semblent à priori possibles :

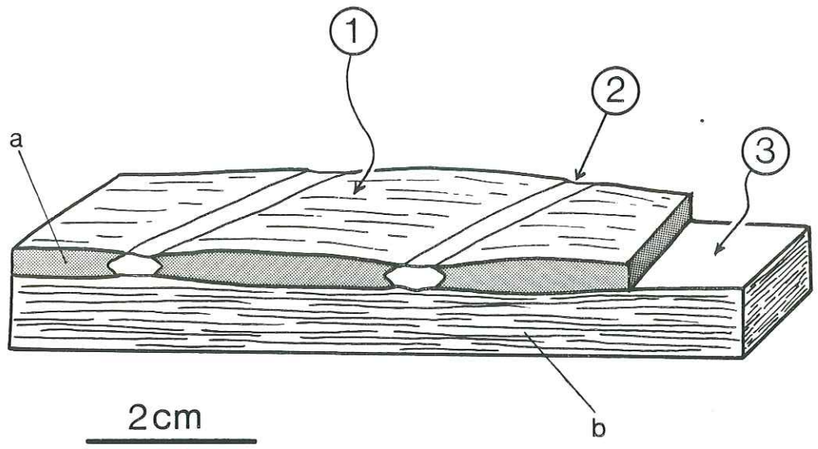
1. La déformation est constrictive : il existe une composante de raccourcissement parallèle à Y. Il peut donc se former une crénulation de la foliation lorsque celle-ci est suffisamment exprimée. Dans cette hypothèse, la déformation finie doit être dans tous les cas constrictive. Dans cette hypothèse, la déformation finie doit être dans tous les cas constrictive. De plus, à l'échelle régionale, un mécanisme géologique doit expliquer cette constriction.

2. La déformation est sub-plane : à un moment donné de l'évolution progressive de la déformation, elle devient constrictive. Dans cette hypothèse, il doit toujours exister un mécanisme géologique expliquant l'apparition de la constriction.

3. La déformation reste plane durant tout son déroulement. Une variation momentanée des axes de la déformation incrémentale (par exemple Y_i) peut amener la foliation dans le champ de raccourcissement. Une crénulation se forme alors parallèlement à la L_1 (anisotropie linéaire) (Watkinson et Cobbold 1981, Watkinson 1983).

□ Dans les gneiss des Cévennes, la crénulation Lc_1 est bien exprimée entre les boudins. Un autre exemple (Fig. 2-4) provenant du versant Sud de la Montagne Noire, tend à confirmer la relation entre crénulation et étirement : la crénulation est localisée dans la couche boudinée (plus calcaire), elle n'affecte pas la matrice schisteuse (présentant une schistosité bien exprimée à priori propice au microplissement).

La crénulation Lc_1, semble donc pouvoir se former lors de l'étirement d'une couche compétente ou d'une anisotropie planaire marquée. Ceci nous a conduit à une quatrième hypothèse. Le mécanisme, dans ce cas, est mal compris ; il doit être lié à des effets mécaniques (anisotropie) (Brun et Choukroune 1981).



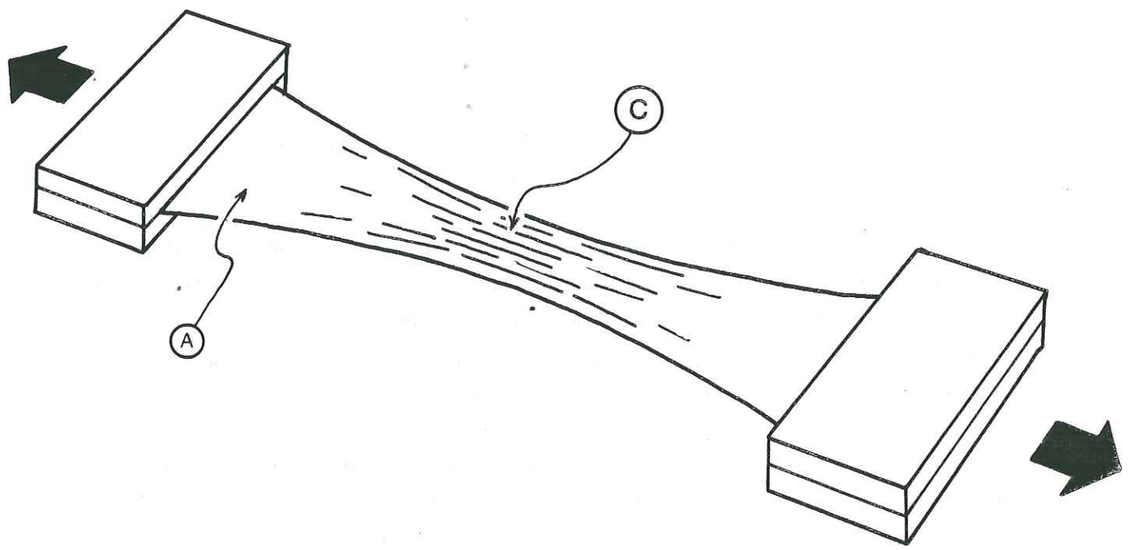


FIGURE 2.4. - Exemple de boudinage et de crénulation associée. Les boudins obliquent à l'allongement (Burg et Harris 1982) sont localisés dans la couche compétente ; la linéation de crénulation, parallèle à l'allongement est elle aussi localisée dans cette couche. a) couche calcaire compétente ; b) Schistes ; (1) crénulation ; (2) boudinage ; (3) pas de crénulation dans le schistes.

FIGURE 2.5. - Etirement d'une plaque mince élastique, un gaufrage se manifeste dans la partie centrale. (A) feuille élastique ; (B) gaufrage parallèle à l'étirement.

On peut envisager une réaction élastique, comme lors de l'étirement d'une bande de caoutchouc (fig. 2.5.). A plus grande échelle, l'existence de zones raccourcies suivant Y (crénulation) implique l'existence de zones étirées (perpendiculairement à L_1). Cet étirement localisé pourrait expliquer la formation des boudins obliques et parfois parallèles à L_1 observés dans les gneiss des Cévennes.

□ Dans toutes les hypothèses ci-dessus, il faut remarquer l'importance des effets d'anisotropie :

- l'anisotropie planaire doit être bien exprimée (foliation), c'est elle qui est microplissée ; elle peut être à l'origine de la formation de la crénulation (hypothèse 4) ;

- l'anisotropie linéaire (linéation d'allongement) guide la formation de la crénulation (strict parallélisme avec L_1) ; Elle témoigne d'une intense déformation généralement acquise dans un contexte de cisaillement.

II - 5 REGIME DE DEFORMATION

Essai d'analyse des critères de déformation non coaxiale dans les gneiss de la Cézarenque

□ Par analogie avec les microstructures observées en Himalaya dans le MBT (Mattauer 1975), Mattauer et Etchecopar (1976) ont proposé que la déformation des gneiss des Cévennes soit reliée à un contexte de cisaillement simple, la linéation d'allongement étant subparallèle à la direction de cisaillement. Un des buts de notre étude était donc de caractériser en détail, et en différents sites, le régime de déformation.

□ Nous montrons (cf. II-3) que la linéation d'allongement, majeure dans les gneiss, matérialise le grand axe de l'ellipsoïde de déformation finie (axe X) ; la déformation finie est plane au sens large. Ces caractères sont compatibles avec une déformation en cisaillement simple. Une étude des critères de déformation rotationnelle était donc nécessaire pour démontrer l'éventuelle non coaxialité de la déformation. L'utilisation de ces critères de cisaillement est vite apparue assez complexe (Lacassin 1981, publication 5) : les pétrofabriques d'axes C du quartz ne donnent pas d'indications sur le sens de cisaillement (publication 5) ; l'interprétation des cristallisations en zones abritées est rendue difficile par le comportement des agrégats feldspathiques déformables. Actuellement, sur la base des observations dans les zones de cisaillement du Mont Rose (cf. 1ère partie), des travaux sur les critères de cisaillement (Lagarde 1978, Malavieille et al. 1982, Simpson et Schmid 1983) et des expérimentations (Gosh et Ramberg 1976, Van Den Driessche, travaux en cours), il parait possible de reprendre l'étude de ces critères dans les gneiss de la Cézarenque.

Je m'attacherai dans un premier temps à décrire la déformation des amygdales feldspathiques, ensuite les premiers résultats sur la détermination des sens de cisaillement.

II.5.1. - LA DEFORMATION DES AMYGDALES FELDSPATHIQUES

□ Les porphyroclastes feldspathiques sont totalement recristallisés et forment des agrégats polycristallins (plagioclase An 10-20, quartz, micas). Ces agrégats ont souvent une forme en amande ou amygdales, d'où le nom de "gneiss amygdalaires" (Brouder 1963, Chenovoy 1968 a et b, Roger 1969, Pellet 1972).

□ Dans certains échantillons, les agrégats feldspathiques constituent une trame diffuse et rubannée. On ne reconnait que quelques fantômes de porphyroclastes.

...

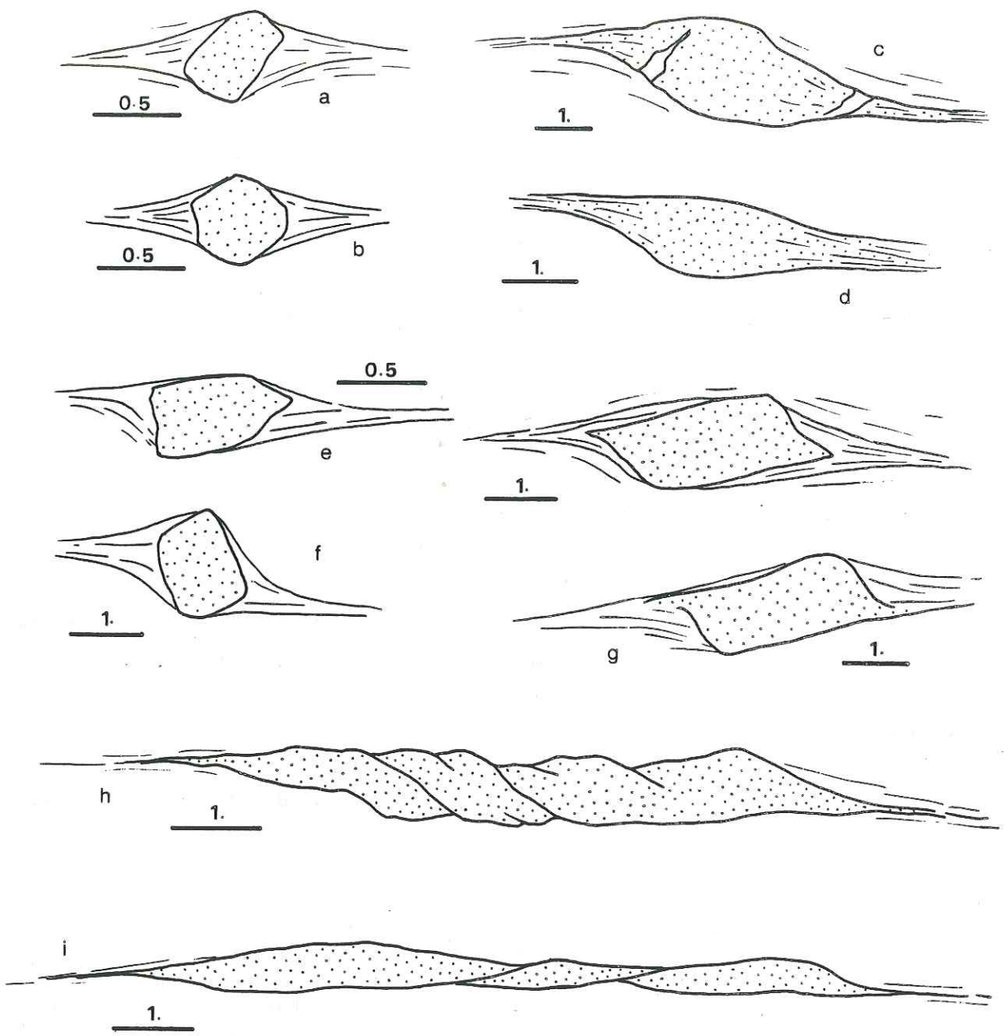


Figure 2 - 6 - Caractéristiques de la déformation des porphyroclastes (amygdales feldspathiques) : différents types (échelle = 0,5 ou 1 cm).

□ Par contre, dans d'autres faciès, les amygdales sont beaucoup mieux individualisées. Elles sont toujours déformées (allongées, fracturées et cisaillées). Deux types sont souvent observés simultanément : (1) la forme du porphyroclastee demeure reconnaissable, il est déformé et peut présenter des cristallisations en zone abritée ; (2) l'agrégat feldspathique, très déformé, forme un ruban allongé (plusieurs centimètres de longueur, le rapport longueur/épaisseur atteint fréquemment 10).

A/ - Les porphyroclastes (type 1)

□ Toujours entièrement recristallisés, ils ont une taille moyenne de l'ordre du centimètre ; ils sont soit équiaxes, soit allongés (rectangulaires, sigmoïdes). On observe tous les intermédiaires entre les porphyroclastes déformés de façon sigmoïde, dont les queues sont en fait des trainées feldspathiques, et les porphyroclastes peu déformés présentant des cristallisations en zone abritées formées de quartz et micas. En fait, les "queues" sont en général composites et constituées à la fois de rubans feldspathiques et de cristallisations de quartz et micas. Quelques exemples sont présentés figure 2-6.

□ Les queues de cristallisation sur les porphyroclastes subéquiaxes (Fig. 2-6 a et b) peuvent être symétriques ou légèrement déssymétriques. Dans tous les cas elles paraissent difficilement interprétables et sont inutilisables comme critère de déformation rotationelle.

□ Par contre, les porphyroclastes allongés semblent de bons marqueurs. Leur **forme sigmoïde** (Fig. 2-6 c et d et Fig. 2-7), résultant de la déformation hétérogène du porphyroclaste (moins déformable que la matrice), est généralement sans ambiguité. Elle résulte de la déformation en cisaillement du porphyroclaste.

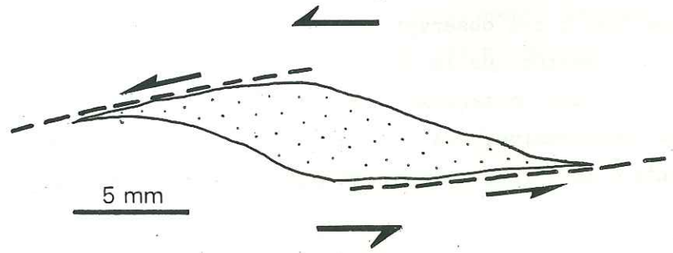


Figure 2-7 : Déformation d'un porphyroclaste sigmoïde (section parallèle à L_1)

□ Néanmoins, le forme de certains porphyroclastes losangiques est ambigue car très peu dissymétrique. La non-coaxialité de la déformation étant établie grâce à d'autres critères, la forme de ces feldspaths résulte probablement du trop faible contraste de déformabilité entre le porphyroclaste et la matrice ; il se comporte alors quasiment comme un marqueur passif.

□ **La forme des cristallisations en zone abritées** (figure 2-6 e et f) sur les feldspaths allongés (subrectangulaires lorsque peu déformés) bien que parfois difficile à interpréter (Simposon et Schmid 1983), permet généralement de déterminer le sens de cisaillement (Malavieille et al 1982, Simpson et Schmidt 1983). Les "queues" dissymétriques (figure 2-8) par rapport à la foliation permettent de déduire facilement le sens de rotation des porphyroclastes (Malavieille et al. 1982).

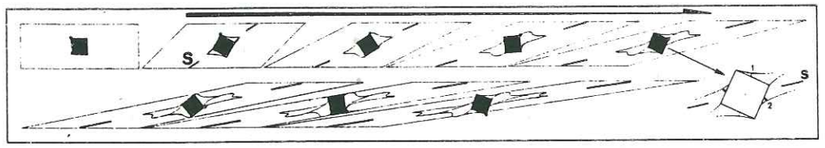


Figure 2-8 : Développement des zones abritées durant une déformation en cisaillement simple (d'après Malavieille et al. 1982).

□ On remarque (Fig. 2-6 g et h) que les porphyroclastes de forme rectangulaire ont souvent une position particulière, leur grand axe faisant un angle d'une dizaine de degrés sur la foliation. Les queues de cristallisation sur ces porphyroclastes peuvent paraître symétriques par rapport à la foliation, c'est à dire qu'elles sont situées dans le même plan de part et d'autre du porphyroclastes, ou même présenter une dissymétrie inverse de celle attendue (le sens de cisaillement étant déterminé). De tels porphyroclastes ont été observés dans les shear-zones du Mont-Rose (cf. 1ère partie) ; ces observations ainsi que les résultats des simulations expérimentales, montre que la rotation de ces feldspaths est bien cohérente avec la déformation cisaillante de l'ensemble de la roche. Lors de la déformation progressive, la "queue" précédemment formée est entraînée par la rotation du porphyroclaste et peut alors prendre une position inverse (Fig. 2-9).

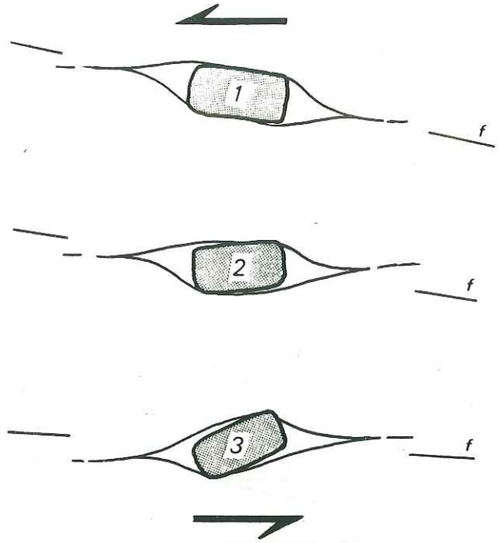


Figure 2-9 : **Evolution d'un porphyroclaste et de sa "queue" lors d'une déformation progressive cisaillante. Les stades 1, 2, 3 sont souvent observés simultanément dans un même échantillon.**

Dans certains échantillons, il semble que la position 2 ou 3 (Fig. 2-9), c'est à dire le grand axe du porphyroclaste faisant avec la foliation un angle d'une dizaine de degrés dans le sens du cisaillement, soit une position d'équilibre relatif pour le porphyroclaste : en effet, on observe une prédominence des feldspaths rectangulaires dans cette position. Ceci peut s'expliquer par l'allongement des bords du porphyroclaste avec des plans de cisaillement (plans C ou C') ; cette hypothèse paraît être confirmée par l'initiation de cisaillements à proximité des bords du feldspath (Fig. 1-10). Latéralement (sur les côtés du porphyroclaste) il peut également exister des plans de cisaillement. Le sens de rotation est confirmé par le sens de cisaillement sur ces plans (Fig. 2-10).

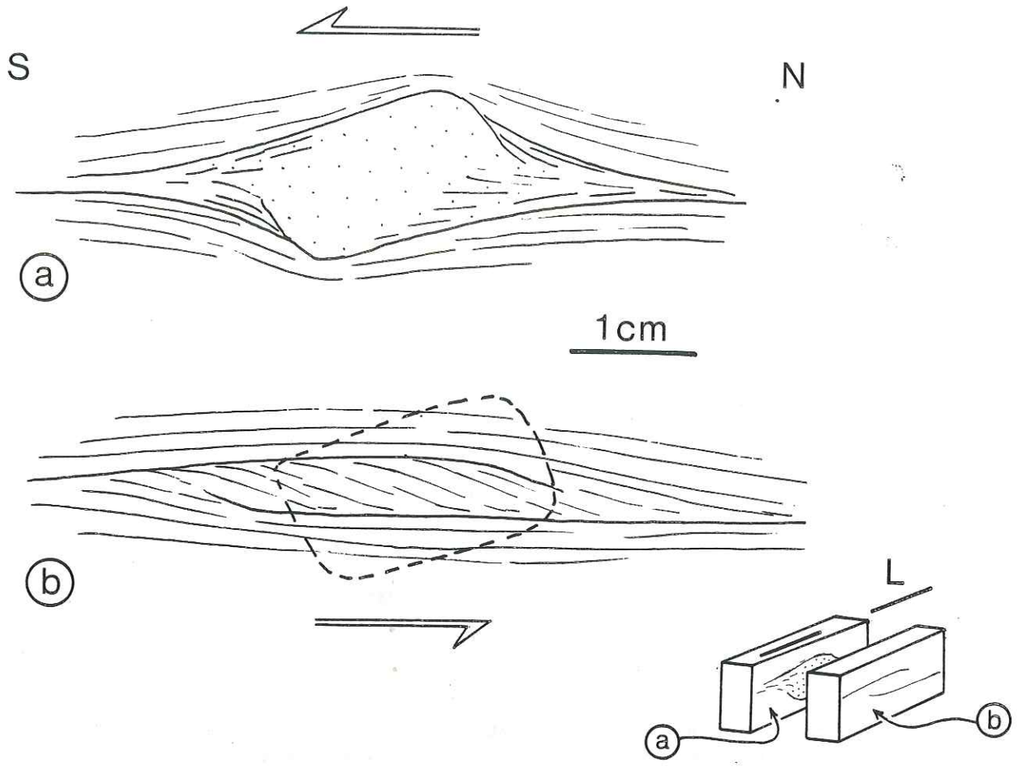


Figure 2-10 : Plans de cisaillement situés sur les côtés du porphyroclaste (éch. VL 184, section // L_1)

B/ - Les porphyroclastes allongés et les rubans (type 2)

□ Les amygdales feldspatiques peuvent être très allongées et même former des rubans dépassant 10 cm de long, résultat de la déformation des porphyroclastes : on observe tous les intermédiaires entre les porphyroclastes peu déformés et les rubans très allongés.

□ Les amygdales relativement peu étirées (rapport Longueur/épaisseur 5) sont déformées de façon hétérogène (Fig. 2-6 i et j) : fentes, cisaillements dans le ruban lui-même ou à ses extrémités. Dans certains cas la déformation de ces rubans est un bon marqueur du sens de cisaillement: - cisaillements synthétiques du sens général en bout de ruban ainsi qu'à l'intérieur (dans ce cas l'angle entre la foliation et le plan de cisaillement est faible) ; - cisaillements antithétiques dans le ruban (angle foliation/cisaillement assez fort) (cf. 1ère partie de ce mémoire).

II.5.2. - UTILISATION DES CRITERES, RESULTATS

A/ - Précautions

Les conclusions devront s'appuyer sur l'examen de nombreux porphyroclastes dans le même échantillon et, si possible sur plusieurs types de critères qui devront être cohérents entre eux. Lors de l'utilisation de "queues" et de leur dissymétrie il faudra utiliser non seulement la position de la queue par rapport à la foliation mais aussi l'assymétrie éventuelle par rapport au porphyroclaste.

B/ - Premiers résultats

□ L'examen des échantillons provenant de la Cézarenque montre que :

- La déformation est clairement rotationnelle dans un plan parallèle à L_1, et, ce, à l'échelle de l'échantillon : critères cohérents, présence, dans une roche intensément déformée, de porphyroclastes ayant leur grand axe fortement oblique sur la foliation (position instable due à la rotation rigide des porphyroclastes).

- Dans un plan perpendiculaire à L_1, la déformation est coaxiale: porphyroclastes symétriques ou présentant des sens de rotations inverses (dans les mêmes proportions).

- Les critères de cisaillement sont cohérents dans une proportion de 70 % en moyenne.

- Il existe toujours (voir ci-dessus) des porphyroclastes incohérents : ils peuvent être symétriques ou bien présenter une dissymétrie inverse apparemment inexplicable. Une part d'aplatissement ("cisaillement pur") peut expliquer l'existence de cette déformation. Il semble également probable que certains critères aient été mal interprétés, compte tenu de la déformation particulière des feldspaths (agrégats polycristallins plus ou moins déformables).

□ Les sens de cisaillements déterminés sont en majorité vers le Sud, Sud-Ouest, parallèlement à L_1. Néanmoins certains échantillons montrent une déformation clairement rotationelle, vers le Nord. Les figures

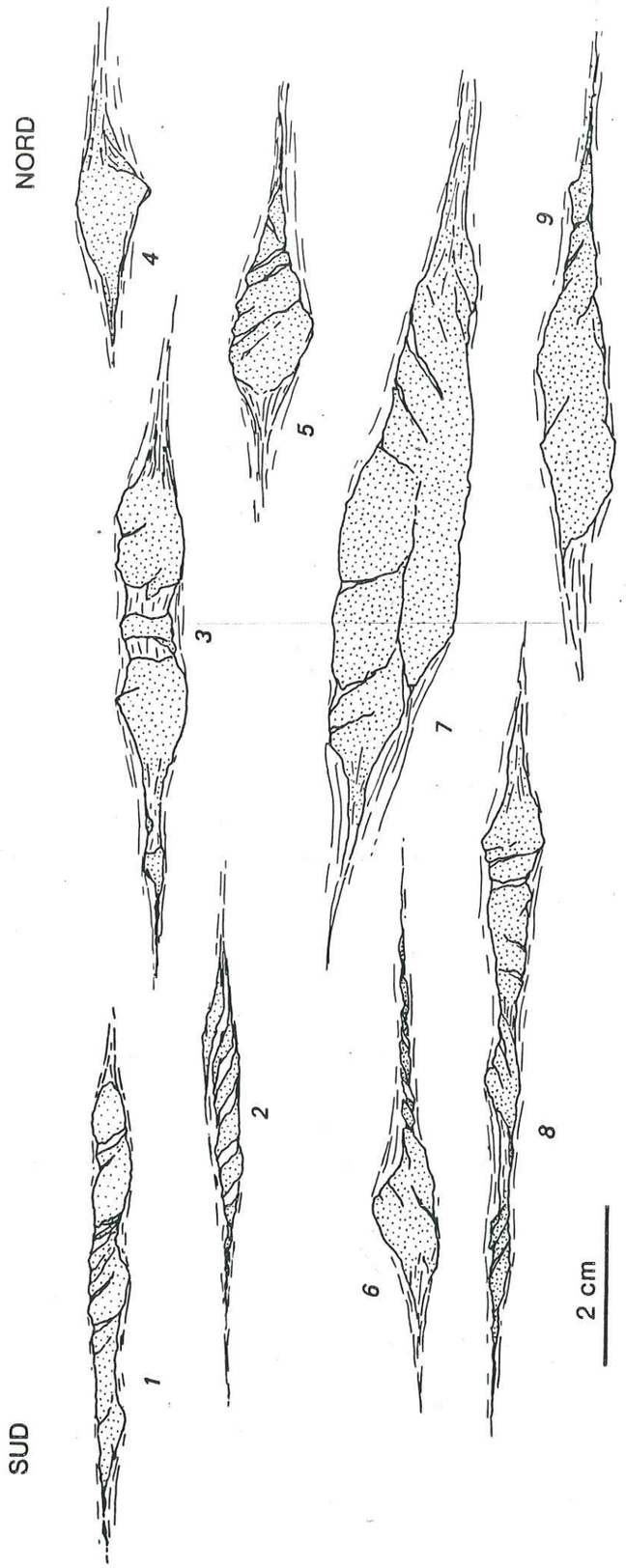


Figure 2-11 : Déformation des porphyroclastes dans les gneiss du col de la Baraque : cisaillement vers le Sud (Section // L_1, éch. VD2).

2-11 et 2-12 présentent deux exemples provenant du col de la Baraque. Les deux échantillons sont fortement déformés, foliation et linéation d'allongement ont dans les deux cas la même attitude. Les sens de cisaillements sont clairement inverses dans les deux échantillons.

□ Il semble donc exister des zones où les sens de cisaillement sont opposés. On observe néanmoins une prédominance pour les mouvements vers le Sud, Sud-Ouest. Une étude détaillée et plus poussée est donc nécaissaire à l'échelle régionale pour déterminer, en particulier, la répartition cartographique des sens de cisaillements. Ce n'est qu'après cette étude qu'une mécanisme de déformation pourra être proposé : zones de cisaillement conjuguées ; déformation rotationelle en aplatissement rotationel (Choukroune et Lagarde 1977) ; sens de cisaillements reflétant des mouvements tardifs (réajustements) ?

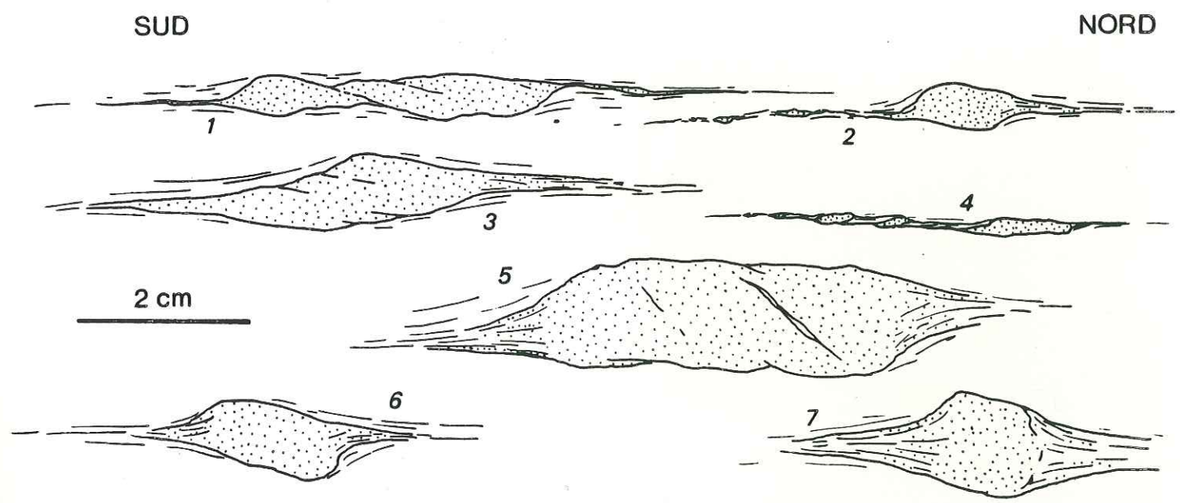


Figure 2-12 : Déformation des porphyroclastes dans les gneiss du col de la Baraque : cisaillement vers le Nord (Section // L_1, éch. VL 181).

BIBLIOGRAPHIE

AMSTUTZ A., 1971 - Formation des Alpes dans le segment Ossola-Tessin. **Eclog. Geol. Helv.**, 64, p. 149-150.

AMSTUTZ A., 1978 - Formation des Alpes dans le segment Valaisan-Valdotain. **Arch. Sci.**, Genève, 31, p. 5-9.

ARGAND E., 1908 - Carte géologique du Massif de la Dent Blanche. **Beitr. Geol. Karte Schweiz NF**, 23, n°52.

ARGAND E., 1909 - L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales. **Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat.**, XLV, n° 166.

ARGAND E., 1911 - Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux. **beitr. Geol. Karte Schweiz.**, 31, p. 1-26.

ARGAND E., 1916 - Sur l'arc des Alpes Occidentales. **Eclog. Geol. Helv.**, 14, p. 145-191.

ARTHAUD F., MATTE Ph., 1977 - Synthèse provisoire sur l'évolution tectonique et les raccords entre les segments hercyniens situés autour du bassin Nord-Baléare (Sud de la France, Espagne, Bloc Corso-Sarde). **Coll. Int. CNRS**, Rennes, n°243, p. 497-513.

AUBERT D., AYRTON S., BEARTH P., BURRI M., CARON C., ESCHER A., SCHAER J.P., WEIDMANN M., 1980 - Geotraverse of Western Switzerland. **Excursion of the 26th Int. Geol. Congress**, Paris, 1980, p. 155-181.

AYRTON S., RAMSAY J., 1974 - Tectonic and metamorphic events in the Alps. **Schweiz. Min. Petr. Mitt.**, 54, p. 609-639.

BACK J., KORSTGARD J., SORENSON K., 1975 - A major shear zone within the Nagssugtogidian of West Greenland. **Tectonophysics**, 27, p. 191-209.

BEARTH P., 1952 - Geologie und Petrographie des Monte Rosa. **Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.**, 96, 94 p.

BEARTH P., 1953 - Carte géologique de Zermatt. **Atlas Géol. Suisse**, Carte et Notice.

BEARTH P., 1957 - Cartes géologiques Saas et Monte Moro. **Atlas Géol. Suisse.**

BEARTH P., 1964 - Bericht über die Exkursion der Schweiz Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft nach Zermatt non 2 bis 3 - September 1963. **Schweiz Min. Petr. Mitt.**, 44, p. 15-26.

BEARTH P., 1967 - Die ophiolite zone von Zermatt Saas Fee. **Beitr. Geol. Kart. Schweiz N.F.**, 132, 130 p.

BEARTH P., 1974 - Zur Gliederung und metamorphose der Ophiolithe der Westalpen. **Schweiz. Min. Petr. Mitt.**, 54, p. 385.

BEARTH P. , 1976 - Zur Gliederung der Bündnerschiefer in der Region von Zermatt. **Ecl. Geol. Helv.**, 69, p. 149.

BEHRMANN J.H., PLATT J.P., 1982 - Sense of nappe emplacement from quartz c-axis fabrics ; an example from the Betic Cordilleras (Spain). **E.P.S.L.**, 59, p. 208-215.

BELL T., ETHERIDGE M., 1973 - Microstructures of mylonites and their descriptive terminology. **Lithos**, 6, p. 337-348.

BELL T.H., 1978 - Progressive deformation and reorientation of fold axes in a ductile mylonite zone : the Woodroffe thrust. **Tectonophysics**, 44, p. 285-320.

BERTHE D., CHOUKROUNE P. et JEGOUZO P., 1979 - Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites : the example of the South Armorican Shear zone. **J. Struct. Geol.**, 1, p. 31-42.

BERTHE D. et BRUN J.P., 1980 - Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear zone, France. **J. Struct. Geol.**, 2, p. 127-133.

BLACIC J.D., 1975 - Plastic deformation mechanisms in quartz : the effects of water. **Tectonophysics**, 27, p. 271-294.

BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. et KRUMMEN ACHER D., 1974 - K-AR and Rb-Sr. Dating of Blue Amphiboles Micas and associated minerals from the W Alps. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 47, 7-26.

BORRADAILE G.J., 1981 - Minimum strain from conglomerates with ductility contrast. **J. Struct. Geol.**, 3, p. 295.

BOUCHEZ J.L., PECHER A., 1976 - Plasticité du quartz et sens de cisaillement dans les quartzites du grand chevauchement central himalayen. **Bull. Soc. Geol. Fr.**, 18, p.1377.

BOUCHEZ J.L., 1977 - Plastic deformation of quartzites at low temperature in an area of natural strain gradient. **Tectonophysics**, 39, p. 25-50.

BOUCHEZ J.L., 1978 - Preferred orientation of quartz a axes in some tectonites kinematic inferences. **tectonophysics**, 49, T25-T30.

BOUCHEZ J.L., PECHER A., 1981 - The Himalayan main central thrust pile and its quartz-rich tectonites in central Nepal. **Tectonophysics**, 78, p. 23-50.

BOULLIER A.M., GUEGUEN Y., 1975 - S.P. Mylonites : origin of some mylonites by superplastic flow. Contrib. Mineral. Petrol., 50, p. 93-104.

BOULLIER A.M., BOUCHEZ J.L., 1978 - Le quartz en rubans dans les mylonites. **Bull. Soc. Geol. Fr.**, 20, p. 253.

BOULLIER A.M., QUENARDEL J.M., 1981 - The Caledonides of northern Norway : relation between preferred orientation of quartz lattice, strain and translation of the nappes. Thrust and nappe tectonics, Geol. Soc. London, p. 185-195.

BROUDER P., 1963 - Description d'une succession lithologique avec niveaux repères dans les schistes cristallins des Cévennes. **Bull. Soc. Geol. Fr.** (7), 5, p. 828-834.

BROUDER P., 1964 - A propos des galets "aplitiques" des gneiss conglomératiques des Cévennes. **C.R. Somm. S.G.F.**, n°5, p. 179.

BROUDER P., 1968 - De la présence de nappes plis de style pennique dans une série métamorphique hercynienne : Les Cévennes, Massif Central Français. **C.R. Acad. Sci., Paris**, 267, p. 575.

BRUN J.P., CHOUKROUNE P., 1981 - Déformation progressive et structures crustales. **Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys.**, 23, p. 177-193.

BRUN J.P., GAPAIS D., LE THEOFF B., 1981 - The mantled gneiss dômes of Kupio (Finland) interfering diapirs. **Tectonophysics**, 74, p. 283.

BRUNEL M., 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. Geogr. Phys. Geol. Dyn.** (2), 20, p. 335-346.

BRUNEL M., 1980 - Quartz fabric in shear zone mylonites : evidence for a major imprint due to late strain increments. **Tectonophysics**, 64, T33-T44.

BRUNEL M., 1983 - Etude pétro-structurale des chevauchements ductiles en Himalaya (Népal Oriental et Himalaya du Nord-Ouest). **Thèse Science**, Paris, 395 p.

BURG J.P., LAURENT P., 1978 - Strain analysis of a shear zone in a granodiorite. **Tectonophysics**, 47, p. 15-42.

BURG J.P., MATTE Ph., 1978 - A Cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. **Z. dt. Geol. Ges.** 129, p. 429-460.

BURG J.P., 1981 - Tectonique tangentielle hercynienne en vendée littorale Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. **C.R. Acad. Sc. Paris**, Série 2, 295, p. 849-854.

BURG J.P., HARRIS L., 1982 - Tension fractures and boudinage oblique to the maximum extension direction : an analogy with Lüders'bands. **Tectonophysics** 83, p. 347-363.

BURG J.P., TEYSSIER C., 1982 - Contribution à l'étude tectonique et microtectonique des séries cristallophyliennes du Rouergue oriental. La déformation des laccolites syntectoniques, type Pinet. Bull. B.R.G.M. (2), 1, n° 1.

CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P., 1978 - Structure métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes Occidentales. **Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.**, 20, p. 307-322.

CARPENA J., CABY R., 1983 - Mise en évidence par la méthode des traces de fission de l'âge éocène de zones ultramylonitiques dans le socle du Grand-Paradis (Alpes Occidentales). **C.R. Acad. Sci.**, Paris, II.

CARPENTER M.A., 1981 - Omphacite microstructures as Time-temperature indicators of blue schist- and Eclogite Facies metamorphism. **Contrib. Mineral. Petrol.**, 78, p. 441-451.

CARRERAS J., ESTRADA A., WHITE S., 1977 - The effect of folding on the c-axis fabric of a quartz mylonite. **Tectonophysics**, 39, p. 3-24.

CARTER N.L., CHRISTIE J.M. et GRIGGS D.T., 1964 - Experimental deformation and recrystallisation of quartz. **J. Geol.**, 72, p. 687-733.

CHENEVOY M., 1968a - Les gneiss amygdalaires du Massif-Central. **rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.** (2), 10.

CHENEVOY M., 1968 - Les gneiss amygdalaires du massif Central : anciens tufs ou laves de chimisme rhyodacitique. **C.R. Acad. Sc.**, 266, p. 1921.

CHRISTIE J.M., 1960 - Mylonitic rocks of the Moine thrust-zone in the Assynt region, NW Scotland. **Edinburgh Geol. Soc. Trans.**, 18, p. 79-93.

CHOPIN C., MONIE P., 1984 - A unique high-pressure assemblage from the Monta-Rosa, Western Alps : a petrologic and ^{40}Ar-^{39}Ar radiometric study. Sous-presse.

CHOUKROUNE P., 1971 - Contribution à l'étude des mécanismes de la déformation avec schistosité grâce aux cristallisations syncinématiques dans les zones abritées. **Bull. Soc. Geol. Fr.** (7), 13, p. 257-271.

CHOUKROUNE P., LAGARDE J.L., 1977 - Plans de schistosité et déformation rotationnelle l'exemple du gneiss de Champtoceaux. **C.R. Acad. Sc. Paris**, 284, D, p. 2331.

CHOUKROUNE P. et GAPAIS D., 1983 - Strain pattern in the Aar Granite (Central Alps) : orthogneiss developed by bulk inhomogeneous flattening. **J. Struct. Geol.**, 5, p. 411-418.

CLOOS E., 1947 - Oolite deformation in the South Mountain Fold, Maryland. **Bull. Geol. Soc. Am.**, 58, p. 843-918.

COBBOLD P.R., 1977 - Description and origin of banded deformation structures. I. Regional strain, local perturbations, and deformation bands. **Can. J. Earth. Sci.**, 14, p. 1721-1731.

COBBOLD P.R., 1977 - Description and origin of banded deformation structures. II. Rheology and the growth of banded perturbations. **Can. J. Earth. Sci.**, 14, p. 2510-2523.

COBBOLD P., 1979 - Sheath folds and large strains in rocks. in S. White, large strain deformation. J. Struct. Geol. 1, p. 338. .

COBBOLD P., 1980 - Compatibility of two-dimensional strains and rotations along strain trajectories. **J. struct. Geol.**, v. 2, n°3, p. 379-382.

COBBOLD P., QUINQUIS H., 1980 - Development of sheath folds in shear regimes. **J. Struct. Geol.**, 2, p. 119-126.

COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B., WILLIAMS P.D., 1977 - The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western-Italian Alps. **Rend. Soc. It. Min. Petr.** 33, p. 281-334.

COWARD M.P., 1976 - Strain within ductile shear zones. **tectonophysics**, 34, p. 181-197.

COWARD M.P., POTTS G.J., 1983 - Complex strain patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. J. Struct. Geol. 5, 314, p. 383-399.

CREVOLA G., BOUCARUT M., MAGONTIER J., COLLOMB P., 1983 - Origine grantitique des gneiss de la Cézarenque (Cévennes, Massif Central) : identification de plusieurs faciès plutoniques originels. C. R. Acad. Sc. Paris, 296, Sér. 2, p. 1519-1522.

DAL PIAZ G.V., 1971 - Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico des Monte Rosa. Rend. Soc. It. Min. Petrol., 17, p. 437-447.

DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., 1972 - La zona Sesia Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorphica delle alpi nordorcidentali interne. Mém. Soc. Geol. ital., 11, p. 433-460.

DEBELMAS J., ESCHER A., TRUMPY R., 1983 - Profiles through the western Alps. in Profiles of orogenic belts.Geodyn. Series, 10, p. 83-96.

DEBELMAS J., LEMOINE , 1970 - The Western Alps : palaeogeography and structure. Earth Pl. Sc. Lett. 6, p. 221-256.

DEMAY A., 1931 - Contribution à l'étude de la tectonique hercynienne dans les Cévennes méridionales et dans le Rouergue. Bull. Soc. Geol. Fr. (5), I, p. 663.

DEMAY A., 1942 - Microtectonique et tectonique profonde. Mém. Serv. expl. Carte Géol. det. Fr., 260 p.

DEMAY A., 1948 - Tectonique antéstéphanienne du Massif-Central. Mém. Serv. Carte Géol. Fr., 259 p.

DURNEY D.W., RAMSAY J.G., 1973 - Incremental strains measured by syntectonic growth. in "Gravity and Tectonics". Wiley, New York, p. 67-96.

EISBACHER G.H., 1970 - Deformation mechanics of Mylonitic Rocks and fractured granites in Coquequid Mountains Nova Scotia Canada. Geol. Soc. Am. Bull., 81, p. 2009.

ELLENBERGER F., 1952 - Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les préalpes médianes et les Pennides. Ecolg. Geol. Helv., 45, p. 285-286.

ERNST W.G., 1973 - Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, p. 2053-2078.

ERNST N., DAL PIAZ G., 1978 - Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil St Jacques, Italian W. Alps. Am. Mineralogist., 63, p. 621-640.

ESCHER A., WATTERSON J., 1974 - Stretching fabrics, folds and crustal shortening. Tectonophysics, 22, p. 223-231.

ETCHECOPAR A., 1974 - Simulation par ordinateur de la déformation progressive d'un agrégat polycristallin. Thèse, Nantes, 135 p.

ETCHECOPAR A., 1977 - Kinematic model of progressive deformation in polycristalline agregate. Tectonophysics, 39, p. 121-139.

ETHERIDGE M.A., WILKIE J.C., 1981 - An assessment of dynamically recristallized grainsize as a paleopiezometer in quartz-bearing mylonite zones. Tectonophysics, 78, p. 475-508.

FABRE G., 1896 - Carte géologique détaillée, feuille d'Alais. Bull. Serv. Carte Geol Fr., 8, n° 53.

FAIRBAIN H., 1950 - Pressure shadows and relative movements in shear zone. Trans. Am. Geoph. Un. 31, p. 914-916.

FAURE M., 1980 - Microtectonique et charriage E-W des nappes alpines profondes de Sila (Calabre). Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., 22, p. 135.

FAURE M., MALAVIEILLE J., 1980 - Les plis en fourreau du substratum de la nappe des schistes lustrés de Corse. Signification cinématique. C. R. Acad. Sci., Paris, D, 290, p. 1349-1352.

FLINN D., 1962 - On folding during three dimensional progressive deformation. Q. J. Geol. Soc., 118, p. 385-433.

FLINN D., 1965 - On the symmetry principle and the deformation ellipsoïd. Geol. Mag., 102, p. 36-45.

FREY M., HUNZIKER J.C., FRANCK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAGER E., NIGGLI E., 1974 - Alpine metamorphism of the Alps a review. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, p. 247-291.

FREY M., HUNZIKER J.C., O'NEIL J.R. and SCHWANDER H.W., 1976 - Equilibrium-disequilibrium relations in the Monte Rosa granite, Western Alps : petrological Rb.Sr and stable isotope data. Contrib. Mineral. Petrol., 55, p. 147-179.

FRY N., 1979 - Random point distributions and strain measurements in rocks. Tectonophysics, 60, p. 89-105.

GAPAIS D., 1979 - Orientations préférentielles de réseau et déformations naturelles. Thèse, Rennes, 261 p.

GAPAIS D., WHITE S., 1982 - Ductile shear bands in a naturally deformed Quartzite. Textures and Microstructures, 5, p. 1-17.

GARCIA-CELMA A., 1983 - C-axis and shape fabrics in quartz-mylonites of Cap de Creus (Spain) ; their properties and development. Thesis, Utrecht, 130 p.

GERLACH., 1869 - Die penninischen Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 27, p. 1883.

GEZE B., 1945 - Problèmes de tectonique hercynienne dans le Sud Est du Massif Central Français. Bull. Soc. Geol. Fr. (5), 15, p. 11.

GHOSH S.K., RAMBERG H., 1976 - Reorientation of inclusions by combination of pure shear and simple shear. Tectonophysics, 34, p. 1-70.

GRATIER J.P., VIALON P., 1980 - Deformation pattern in a heterogeneous material : folded and cleaved sedimentary cover immediately overlying a cristalline basement (Oisans - Fremh alps). Tectonophysics, 65, p. 151-180.

GRIGGS D.T., TURNER F.J. et HEARD H.C., 1960 - Deformation of rocks at 500° to 800°C. in Griggs D.T. et Handin J.W., Rock deformation, Geol. Soc. Am. Mem. 79, p. 39-104.

GULLER A., 1947 - Zur Geologie der südlichen Mischabel und der Monte-Rosa-Gruppe. Eclog. Geol. Helv., 40, p. 41-151.

HAMBREY M., MILNES A.G., 1975 - Boudinage in glacier ice - somes examples. J. Glaciol, 14, n° 78, p. 383-393.

HANMER S.K., 1979 - The role of discrete heterogeneities and linear fabrics in the formation of crenulations. J. Struct. Geol., 1, p. 81-91.

HANMER S., LECORRE C., BERTHE D., 1982 - The role of hercynian granites in the deformation and metamorphism of Brioverian and paleozoic rocks of Central Brittany. J. Geol. Soc. London, 139, p. 85-93.

HANNA S., FRY N., 1979 - A comparison of methods of strain determination in rocks from Dyfed and adjacent areas. J. Struct. Geol., 1, p. 155-162.

HARRIS L., 1984 - Deformation et déplacements dans la chaîne alpine. Thèse, Rennes, non paginée.

HATCHER R.D.Jr., 1978 - Eastern Piedmont fault system : speculations on its extent. Reply to a comment of J.J. Chapman. Geology, 6, p. 580-581.

HAUG E., 1925 - Contribution à la synthèse stratigraphique des Alpes occidentales. Bull. Soc. Geol. Fr. (4), 25, p. 97-244.

HEIM A., 1919 - Geologie der Schweiz. Tauchnitz, Leipsig.

HENDERSON J.R., 1981 - Structural analysis of sheath folds with horizontal X-axes, NE Canada. J. Struct. Geol., 3, p. 203-210.

HERMANN F., 1937 - Carta geologica delle Alpi nordoccidentali. Milano.

HIGGINS M.W., 1971 - Cataclastic rocks. Prof. Pap. U.S.Geol. Surv., 687, 97 p.

HOBBS B., MEANS W., WILLIAMS P., 1976 - An Outline of structural geology. Wiley. N.Y.

HOMEWOOD P., GOSSO G., ESCHER A., MILNES A.G., 1980 - Cretaceous and Tertiary evolution along the Besançon-Biella traverse (Western Alps). Eclog. Geol. Helv., 73, p. 635-649.

HSU K.J., Thin skinned plate tectonics during neo-Alpine orogenesis. Am.J. Sci., 279, p. 353-366.

HUGON H., LECORRE C., 1979 - Mise en évidence d'une déformation hercynienne en régime cisaillant progressif dans le Massif cambrien de Rocroi. C. R. Acad. Sc. Paris (D), 289, p. 615-618.

HUGON H., 1982 - Structures et déformation du Massif de Rocroi (Ardennes). Approche géométrique, quantitative et expérimenale. Thèse 3ème cycle, Rennes, 98 p.

HUNZIKER J.C., 1969 - Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen : Hellglimmer und Gesamtgesteins-alterswerte. Eclog. Geol. Helv., 63, p. 151-161.

HUNZIKER J.C., 1970 - Polymetamorphism in the Monte-Rosa, W. Alps. Ecl. Geol. Helv., 63, p. 151.

JEGOUZO P., 1980 - The South Armorican Shear zone. J. Struct. Geol., 2, p. 39-47.

KERRICH R., ALLISON I., BARNETT R., MOSS S., STARKEY J., 1980 - Microstructural and Chemical transformations accompanying deformation of granite in a S.Z. at miéville, Switzerland ; with implications for Stress corrosion cracking and superplastic flow. CMntr. Min. Petr., 73, p. 221-242.

KIENAST J.R., 1973 - Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble schistes lustrés ophiolitiques du Val d'Aoste. C. R. Acad. Sc., 276, p. 2621.

KLEIN J.A., 1978 - Post nappe folding southeast of the Mischabel. rückfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism. Leidse Geol. Meded., 51, p. 233-312.

KOVACS M., GANDAIS M., 1980 - Transmission electron microscope study of experimentally deformed K. feldspar single crystals. Phys. Chem. Minerals 6, p. 61-76.

LACASSIN R., 1981 - Etude de la déformation des gneiss de la Cézarenque (Cévennes) : premiers résultats. D. E. A., Montpellier, 67 p.

LACASSIN R. et VAN DEN DRIESSCHE J., 1982b. - Significance of corrugation parallel to the stretching lineation : evidence of shear content ? Mitt. Geol. Inst. der ETH Univ. Zürich, NF 239a, p. 164-166.

LADURON D., MERLYN M., 1974 - Evolution structurale et métamorphique de l'antiforme de Vanzone (Valle Anzasca et Valle Antrona - Province de Novara - Italie). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 16, p. 264-265.

LADURON D., 1976 - L'antiforme de Vanzone ; étude pétrologique et structurale dans la vallée Anzasca (Province de Novara, Italie). Mém. Inst. Geol. Univ. Louvain, 28, p. 1-121.

LAGARDE J.L., 1978 - La déformation des roches dans les domaines à schistosité subhorizontale. Thèse 37me cycle, Rennes, 164 p.

LAGARDE J.L., CHOUKROUNE P., 1982 - Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques : l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 24, p. 299-307.

L APWORTH C., 1885 - The Highland controversy in British geology ; its causes, course and consequences. Nature, 32, p. 558-559.

LAUBSCHER H.P., 1974 - Evoluzione e struttura delle Alpi. Le Scienze, n° 72.

LAURENT P., 1974 - Structure et pétrologie de la bande blastomylonitique de Badajoz-Cordoba (Chaîne hercynienne Sud-Ibérique) à l'Est d'Azuaga (Espagne). Description et interprétation de la déformation dans les blastomylonites. Thèse 3ème cycle, Montpellier, 105 p.

LAURENT P., ETCHECOPAR A., 1976 - Mise en évidence à l'aide de la fabrique du quartz d'un cisaillement simple à déversement Ouest dans le massif de Dora-Maira. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 18, p. 1387-1393.

LAURENT P., BERNARD P., VASSEUR G. et ETCHECOPAR A., 1981 - Stress tensor determination from the study of e twins in calcite : a linear programming method. Tectonophysics, 78, p. 651-660.

LAWFORD ANDERSON J., OSBORNE R.H., PALMER D.F., 1983 - Cataclastic rocks of the San Gabriel Fault-an expression of deformation at deeper crustal levels in the San Andreas fault zone. Tectonophysics, 98, p. 209-251.

LECORRE C., LE THEOFF B., 1976 - Zonéographie de le déformation finie, de la fabrique et du métamorphisme dans un segment de la chaîne hercynienne. Bull. SOc. Geol. Fr; (7), 18, p. 1435-1442.

LISTER G.S., PATERSON M.S., HOBBS B.E., 1978 - The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite : the model. Tectonophysics, 45, p. 107-158.

LISTER G.S., PRICE G.P., 1978 - Fabric development in a quartz feldspar mylonite. Tectonophysics, 49, p. 37-78.

LISTER G.S., WILLIAMS P.F.- 1979 - Fabric development in shear zones : theorical controls and observed phenomenas. J. Struct. Geol., 1, p. 283-297.

LISTER G., HOBBS B., 1980 - The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite : the influence of deformation history. J. Struct. Geol., 2, p. 355-370.

LUGEON M., 1901 - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. Bull. Soc. Geol. Fr. (4), 1, p. 723-825.

LUGEON M., 1903 - Les grandes dislocations et la naissance des Alpes Suisses. Eclog. Geol. Helv., 7, 4, p. 335-346.

LUGEON M., ARGAND E., 1905 - Sur les homologies dans les nappes de recouvrement de la zone du Piémont. C. R. Acad. Sc. Paris, 140, p. 1364.

MADDOCK R.H., 1983 - Melt origin of fault-generated pseudotachylites demonstrated by textures. Geology, 11, p. 105-108.

MALAVIEILLE J., ETCHECOPAR A., 1981 - Ductile shear deformation of quartzite in an Alpine crustal thrust (Ambin massif). Tectonophysics, 78, p. 65-71.

MALAVIEILLE J., ETCHECOPAR A., BURG J.P., 1982 - Analyse de la géométrie des zones abritées : simulation et application à des exemples naturels. C. R. Acad. Sc. Paris, 294 (II), p. 779-784.

MALAVIEILLE J., 1984 - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. Bull. Soc. Geol. Fr., sous presse.

MANCKTELOW N.S., 1981 - Strain variation between quartz grains of different crystallographic orientation in a naturally deformed metasiltstone. Tectonophysics, 78, p. 73-84.

MATTAUER M., 1975 - Sur le mécanisme de formation de la schistosité dans l'Himalaya. Earth and Planet. Sc. Let., 28, p. 144-154.

MATTAUER M., ETCHECOPAR A., 1976 - Argumentation en faveur de chevauchements de type Himalayen dans la chaîne hercynienne du Massif Central Français. Coll. Int. CNRS, Sèvres, n° 268, p. 261-267.

MATTAUER M., TAPPONNIER P., 1978 - Tectonique des plaques et tectonique intracontinentale dans les Alpes Franco-Italiennes. C. R. Acad. Sc., Paris, 287, D, p. 899-902.

MATTAUER M., MERCIER J., 1980 - Microtectonique et grande tectonique. Mém. h.s. Soc. Geol. Fr., n° 10.

MATTAUER M., 1981 - Plis en fourreau d'échelle plurikilométrique dans la zone interne des Alpes suisses (couverture nord de la Nappe du Mont-Rose). C.R. Acad. Sci., Paris, 293, II, p. 929-932.

MATTAUER M., COLLOT B., VAN DEN DRIESSCHE J., 1983 - Alpine model for the internal metamorphic zones of the North American Cordillera. Geology, 11, p. 11-15.

MATTE Ph., 1983 - Two geotraverses across the Ibero-Armorican variscan arc of Western Europe. in Profiles of Orogenic Belts Geodynamics Series, 10, p. 53-81.

MAWER C.K., 1983 - State of strain in a quartzite mylonite, Central Australia. J. Struct. Geol., 5, p.401-409.

MEANS W.D., HOBBS B.E., LISTER G.S., WILLIAMS P.F., 1980 - Vorticity and non coaxiality in progressive deformation. J. Struct. Geol. 2, p. 371-378.

MENARD G., 1979 - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le Sud-Est de la France. Essai d'utilisation de données géophysiques. Thèse 3ème cycle, Grenoble, 178 p.

MILNES A.G., 1974 - Post nappe folding in the W. Lepontine Alps. Ecl. Geol. Helv., 67, p. 333.

MILNES A.G., GRELLER M., MÜLLER R., 1981 - Sequence and style of major post-nappe structures, Simphon - Pennine Alps. J. Struct. Geol., 3, n° 4, p. 411.

MITRA G., 1979 - Ductile deformation zonesin Blue Ridge basement rocks and estimation of finite strain. Bull. Geol. Soc. Am., 90, p. 935.

MONIE P., 1984 - Etude par la méthode $^{39}Ar-^{40}Ar$ de la redistribution de l'argon dans les minéraux des socles anciens repris par l'orogénèse alpine. Application à la géochronologie des massifs de l'Argentera-Mercantour, du Mont-ROse et de la Grande Kabylie. Thèse, Montpellier, 206 p.

MUKHOPADHYAY F., 1973 - Strain measurements from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the northern Eifel. Tectonophysics, 16, p. 279-296.

MÜLLER R., 1982 - Die tektonische Erfoschung de Penninischen Alpen. Eclog. geol. Helv., 75, p. 447-479.

MÜLLER R., 1983 - Die Struktur der Mischabel falte (Penninische Alpen). Eclog. geol. Helv., 76, p. 391-416.

NIGGLI E., 1973 - Metamorphic map of the Alps, Unesco, Paris.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BOUDIER F., 1972 - Interprétation cinématique des déformations plastiques dans le massif de lherzolite de Lanzo (Alpes piémontaises). Comparaison avec d'autres massifs. Tectonophysics, 14, p. 143-171.

NICOLAS A., BOUDIER F., 1975 - Kinematic interpretation of folds in alpine-type peridotites. Tectonophysics, 25, p. 233-260.

NICOLAS A., POIRIER J.P., 1976 - Cristalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. Wiley interscience ed., London, 444 p.

NICOLAS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J., POIRIER J.P., 1977 - Geological aspects of deformation in continental shear zones. Tectonophysics, 42, p. 55-73.

OBERHÄNSLI R., 1980 - P.T. Bestimmungen anhand von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der Ophiolite von Zermatt. Schweiz. mine. petr. Mit., 60, p. 215.

PARK R.G., 1981 - Shear zone deformation and bulk strain in granite-greenstone terrain of the Western superior province, Canada. Prec. Res., 14, p. 31-47.

PASSCHIER C., 1982a. - Mylonitic deformation in the St-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylite. Gua pap. of Geol., 1, n° 16,

PASSCHIER C.W., 1982b. Pseudotachylyte and the development of ultramylonite bands in the Saint Barthelemy Massif, French Pyrénées. J. Struct. Geol., 4, p. 69-79.

PASSCHIER C.W., 1983a. - The reliability of asymmetric c-axis fabrics of quartz to determine sense of vorticity. Tectonophysics, 99, p. T9-T18.

PASSCHIER C.W., 1983b. - The development of shear bands in the brittle-ductile transition along a flat-lying mylonite zone. in G. Lloyd et C. Ferguson Relationship between brittle and ductile processes in rocks. J. Geol. Soc. London, 140, p. 839-842.

PECHER A., 1978 - Déformation et métamorphisme associé à une zone de cisaillement, le MCT. Th. Sciences, Grenoble, 354 p.

PLATT J.P., VISSERS R., 1980 - Extensional structures in anisotropic rocks. J. Struct. Geol., 2, p. 397-410.

PELLET J., 1972 - Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort. Bull. Serv. Carte Geol. Fr., 282, t. 61, 238 p.

PERCEVAULT M., COBBOLD P., 1982 - Mathematical removal of regional ductile strains in central Brittany : evidence for wrench tectonics. Tectonophysics, 82, p. 312-328.

QUINQUIS H., AUDREN C., BRUN J.P., COBBOLD P., 1978 - Intense progressive shear in the Ile de Groix blue-schists and compatibility with subduction or obduction. Nature, 273, p. 43-45.

RAMSAY J.G., 1967 - Folding and Fracturing of rocks. Mc Graw Hill, New York.

RAMSAY J., GRAHAM R., 1970 - Strain variation in shear belts. Can. J. Earth. Sci., 7, p. 786-812.

RAMSAY J.G., 1976 - Displacement and Stain. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 283, p. 3-25.

RAMSAY J.G., ALLISON I., 1979 - Structural analysis of shear zones in an alpinised hercynian granite. Schweiz. Min. petr. Mitt., 59, p. 251.

RAMSAY J.G., 1980 - Shear zone geometry : a review. J. Struct. Geol., 2, p.83-99.

REINHARDT B., 1966 - Geologie und Petrographie der Monte Rosa Zone, der Sesia Zone und des Canavese in gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 46, p. 553-678.

RIBEIRO A., KULLBERG M.C., POSSOLO A., 1983 - Finite strain estimation using "anticlustered" distributions of points. J. Struct. Geol., 5, p. 223-243.

ROGER G., 1969 - Etude géologique de la Cézarenque et du S.E. du Mont-Lozère. Mém. BRGM, n° 66.

SACERDOTI M., LABERNARDIERE H., GANDAIS M., 1980 - Transmission electron microscope study of geologically deformed potassic feldspars. Bull. Mineral. 103, p. 148-155.

SANDER B., 1930 - An introduction to the study of fabrics of geological Bodies. F.C. Phillips et G. Windson Pergamon Press, éd. 1970 New York.

SCHMID S.M., 1983 - Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. in K.J. Hsü Mountain Building Processes Academic Press London, p. 95-110.

SCHONEVELD Ch., 1977 - A study of some typical inclusion in strongly paracrystalline rotated garnets. Tectonophysics, 39, p. 453-471.

SHUAIB S.M., 1952 - Geologie de la partie méridionale des Cévennes dans le Massif Central Français. Thèse Clermont-Ferrand.

SIBSON R.H., 1975 - Generation of pseudotachylite by ancient seismic faulting. Geophys. J. R. astr. Soc., 43, p. 775-794.

SIBSON R., 1977 - Fault rocks and fault mechanisms. J. Geol. Soc. Lond., 133, p. 191-213.

SIBSON R.H., 1980 - Transient discontinuities in ductile shear zones. J. Struct. Geol., 2, p. 165-171.

SIMPSON C., 1981 - The role of ductile shear zone in the structural evolution of the Maggia Nappe, Swiss Alps. in Report on the T.S.G. 18-19 Dec.1980, R.G. Park, J. Struct. Geol., 3, n° 2, p. 185-195.

SIMPSON C., 1982 - The structure of the northern lobe of the Maggia Nappe, Ticino, Switzerland. Ecl. Geol. Helv., 75, p. 495-516.

SIMPSON C., 1983a. - Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. J. Struct. Geol., 5, p. 61-72.

SIMPSON C., 1983b. - The brittle-ductile transition in sheared granodiorite, Roses, NE Spain. in. G. Lloyd et C. Ferguson Relationship between brittle and ductile processes in rocks. J. Geol. Soc. London, 140, p. 839-842.

SIMPSON C., SCHMID S.M., 1983 - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. Geol. Soc. Am. Bull., 94, p. 1281-1288.

SPRY A., 1969 - Metamorphic textures. Pergamon Press, Oxford, 350 p.

STAUB, 1924 - Der Bau der Alpen. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 52.

STECK A., 1980 - Deux directions principales de flux synmétamorphiques dans les Alpes occidentales. Bull. Geol. Laus. n° 252.

TAPPONIER P., 1977 - Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée poinçonnement et écrasement rigide plastique. Bull. Soc. Geol. Fr., 19, p. 437.

TRUMPY R., 1973 - The timing of orogenic events in the Central Alps. Gravity and Tectonics, p. 229.

TRUMPY R., 1980 - Geology of Switzerland : an outline. Wepf and Co., Basel.

TULLIS J., CHRISTIE J.M., GRIGGS D.T.- 1973 - Microstructures and preferred orientations of experimentaly deformed quartzite. Bull. Geol. Soc. Am., 84, p. 297-314.

TURNER F.J., 1953 - Nature and dynamic interpretation of deformation in calcite of three marbles. Am. J. Sci., 251, p. 276-298.

TURNER F.J., GRIGGS D.T., HEARD H., 1954 - Experimental deformation of calcite crystals. Bull. Geol. Soc. Am., 65, p. 883-934.

TURNER F.J., WEISS L.E., 1963 - Structural analysis of metamorphic tectonites. Mc Graw Hill N.Y.

VAN DEN DRIESSCHE J., 1983 - Déformation progressive, linéations transverses et modèle alpin, l'exemple du complexe métamorphique du Shuswap. Th. 3ème cycle, Montpellier, 160 p.

WAKEFIELD J., 1977 - Mylonitisation in the Lethakane shear zone, eastern Botswana. J. Geol. Soc. Lond., 133, p. 263-275.

WATKINSON A.J., COBBOLD P.R., 1981 - Axial directions of folds in rocks with linear planar fabrics. J. Struct. Geol., 3, p. 211.

WATKINSON A.J., 1983 - Patterns of folding and strain influenced by linearly anisotropic bands. J. Struct. Geol., 5, p. 449-454.

WATTERSON J., 1968 - Homogeneous deformations of the gneisses of Vesterland South-West greenland. Grönlands Geol. Unders. Bull. 78.

WATTS M., WILLIAMS G., 1979 - Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. J. Struct. Geol., 1, n° 4, p. 323-332.

WEISBROD A., MARIGNAC C., 1968 - Sur l'origine des "schistes amygdalaires" des Cévennes. C. R. Acad. Sc., Paris, 266, p. 865.

WETZEL R., 1972 - Zur petrographie und mineralogie der Furgg-Zone (M.R. Decke). Schweiz Min. Petr. Mitt., 55, p. 161-236.

WHITE S., 1973 - The dislocation structures responsible for the optical effects in some naturally-deformed quartzes. J. mater. Sci., 8, p. 490-499.

WHITE S., 1976 - The effect of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzite. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A, 283, p. 69-86.

WHITE S., 1977 - Geological significance of recovery and recrystallization processes in Quartz. Tectonophysics, 39, p. 143-170.

WHITE S., BURROWS S., CARRERAS J., SHAW N., HUMPHREYS F., 1980 - On mylonites in ductile shear zones. J. Struct. Geol., 2, p. 175.

WHITE S.H., WHITE J., 1983 - Inter-relationship between ductile-brittle deformation and fluid flow in major fault zones. in G. Lloyd et C. Ferguson. Relationship between brittle and ductile processes in rocks. J. Geol. Soc. London, 140, p. 839-842.

WILLAIME C., GANDAIS M., 1977 - Electron microscope study of plastic defects in experimentally deformed alkali feldspars. Bull. Soc. Fr. Mineral. Crist., 100, p. 263-271.

WILLAIME C., CHRISTIE J., KOVACS M.P., 1979 - Experimental deformation of K. feldspar single crystals. Bull. Mineral., 102, p. 168-177.

WILSON C.J.L., 1978 - Deformation in the Theodul. Rothorn Zone (Zermatt, Switzerland). Ecl. Geol. Heolv., 71, p. 517-549.

XIAOHAN L., 1983 - I/ Perturbation de contraintes liées aux structures cassantes dans les calcaires fins du Languedoc. Observations et simulations mathématiques. II/ Mesure de la déformation finie à l'aide de la méthode Fry. Application aux gneiss des Bonnes (Massif des Maures). Thèse 3ème cycle, Montpellier, 152 p.

1 2 NOV. 1985

UNIVERSITE DE GRENOBLE 1
INSTITUT DE GEOLOGIE
DOCUMENTATION
RUE MAURICE-GIGNOUX
E 38031 GRENOBLE CEDEX
TEL. (76) 87.46.42

1984
LACASSIN Robin
UNIVERSITE DES SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC
(MONTPELLIER II)

RESUME :

Nous étudions la déformation alpine des roches de la partie Nord de la nappe du Mont Rose (Alpes Suisses). L'analyse microtectonique et microstructurale montre que le régime de déformation est proche du cisaillement simple. La direction de cisaillement est parallèle à une linéation d'allongement très marquée de direction WNW ESE. Cette déformation ductile est reliée aux grands chevauchements d'âge Eocene contemporains de la collision continentale.

D'un point de vue méthodologique, nous étudions les mécanismes de déformation dans les roches gneissiques (zones de cisaillement, mylonites, déformation finie).

MOTS CLES :

Alpes occidentales - Nappe du Mont Rose - Gneiss - Mylonite - Mécanismes de déformation - Déformation finie - Pétrofabrique - Cisaillement - Linéation d'allongement - Chevauchements - Cévennes.