

Analyse pétrostructurale des mylonites de la zone de cisaillement de Bougmane (Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas, Maroc)

Ahmed RAHIMI, El Hassane BERAAOUZ,
Hassan NACHIT & Ali SAQUAQUE

Mots-clés : Petrologie stucturale, mylonite, Précambrien, Bougmane, Bou Azzer-El Graara, Anti-Atlas, Maroc.

ملخص

تحليل بترو-بنجيوي لتشويحات للمنطقة البنافرقية لبوغمان (الأطلس الصغير الأوسط-المغرب) يتكون جنوب عروة بوازار من مجموعة من الصخور الكرانيتية يرجع عمرها إلى ما قبل الكامبري الأول. وقد تعرضت هذه الصخور لتشوهات خلال الفترة البانافريقية الرئيسية التي تميزت بظهور عدة مناطق قص أهمها منطقة قص بوكمان. هذه الأخيرة تظهر تشابكا من التشوهات المستمرة والمنقطعة أدى الى تحول الكرانيت إلى ميلونيت في ظروف فزيائية من نوع سحنة الشيست الأخضر.

RESUME

Les orthogneiss du Précambrien I, affleurant au Sud de la boutonnière de Bou-Azzer El graara, sont affectés par la phase majeure panafricaine. Celle-ci est caractérisée par le développement de plusieurs zones de cisaillement ductiles, dont celle de Bougmane est la plus importante. La mylonitisation de ces gneiss, contemporaine au fonctionnement de cette zone, présente l'association de déformations continues et discontinues. La déformation a eu lieu dans les conditions du faciès des schistes verts.

ABSTRACT

Petrostructural analysirs of the mylonites of the Bougmane shear zones (Bou Azzer-El Graara, Anti Atlas, Morrocco). Lower Proterozoic orthogneiss, in the southern Bou-Azzer El Graara area have been affected by the major panafricain event. This phase of deformation is characterised by development of several ductile shear zones, particulary in the Bougmane locality. The latter presents an association of contunious-discontunuous deformation mechanisms who is responsible for mylonitisation at the grain scale. Deformation is produced in the greenschists facies.

INTRODUCTION

Au Sud de la partie centrale de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Fig. 1a), affleure des terrains métamorphiques très déformés dont l'âge est attribué au Précambrien I par analogie de faciès (CHOU-BERT 1960; LEBLANC 1975). La structuration de ces terrains, intrudés par des roches magmatiques, est classiquement considérée comme le résultat de phases de déformations superposées (LEBLANC, 1975). Sur le terrain la déformation est marquée par le développement d'une seule schistosité de direction variable (N70 à N130) et à fort pendage (50° à 80°). Elle porte généralement une linéation d'étirement de plongement ne dépassant jamais les 30°. Cette schistosité est accompagnée par des zones de cisaillements ductiles où la linéation d'étirement est bien définie (RAHIMI, 1991).

Le but de cette contribution est d'examiner la zone de cisaillement ductile majeur de Bougmane, ainsi que les différents stades de déformation des gneiss et l'évolution des microstructures qui y sont associées.

DESCRIPTION DE LA ZONE DE CISAILLEMENT MAJEURE

Les levées cartographiques de la région de Bougmane (Fig. 1b), ont permis de mettre en évidence, plusieurs zones de cisaillement ductiles, de longueur et largeur variables. Elles se traduisent par une réorientation progressive et une intensification de la foliation qui tend à prendre une allure sigmoïde. Dans ces zones de cisaillement, la foliation subverticale porte souvent une linéation d'étirement subhorizontale.

La plus remarquable de ces zones de cisaillement ductiles est celle de Bougmane, qui sépare les gneiss des

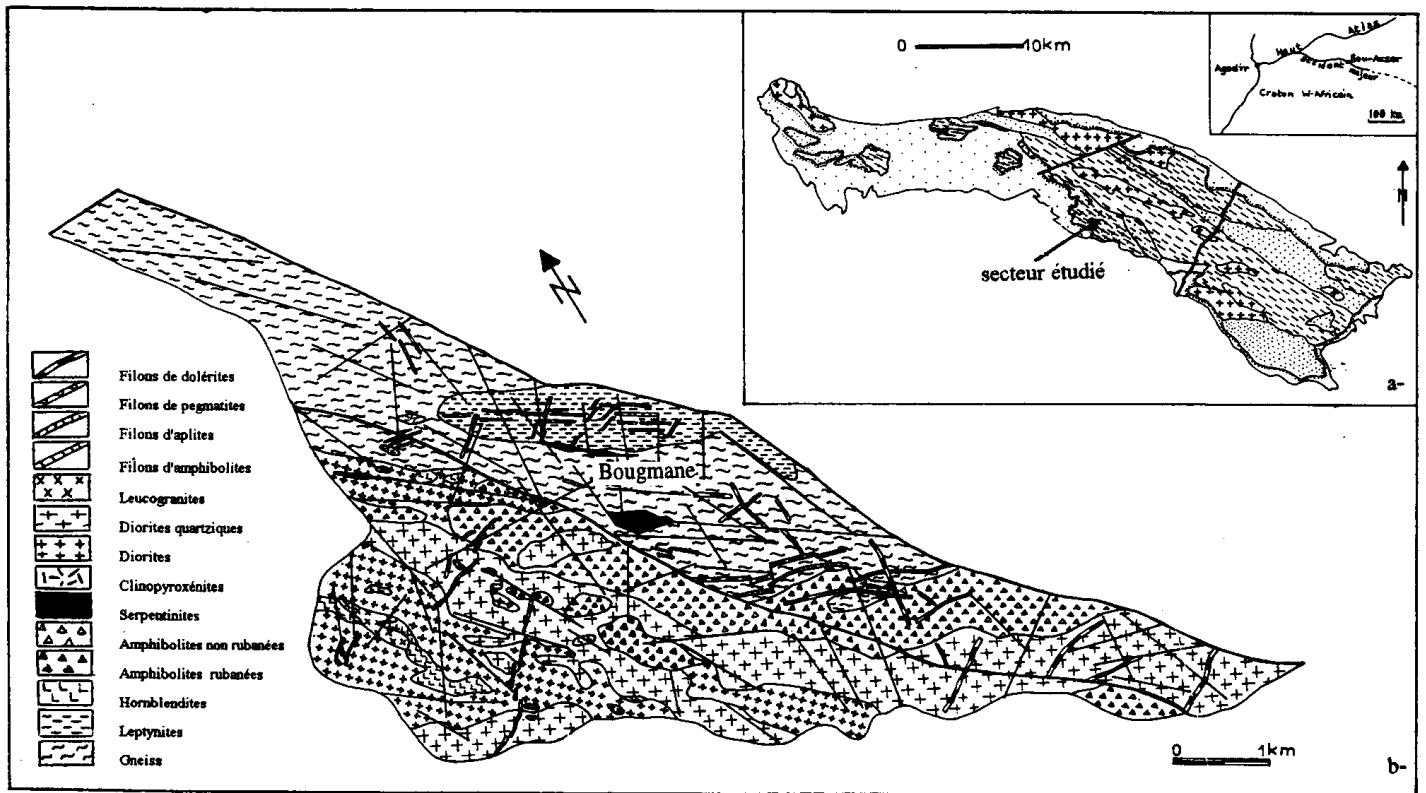


Figure 1 : a- Carte géologique de la boutonnière de Bou Azzer-El Garaara (LEBLANC, 1975)
b- Carte géologique du secteur étudié (RAHIMI, 1991).

amphibolites. Orientée selon une direction moyenne NW-SE, cette zone s'étale sur une longueur d'environ 10 km avec une épaisseur variable de 30 à 120 mètres. Au sein de cette bande de cisaillement occupée par des gneïss fins micacés, des fractures injectées de serpentines se terminant en biseau sont rencontrées. Ces lentilles sont interrompues par des failles qui peuvent décaler certaines de leur segments. Dans cette mégastructure subverticale, la foliation subit une rotation et devient plus intense vers le centre de la bande. Une linéation d'étirement subhorizontale s'y développe et s'accompagne parfois de stries de glissement.

L'allure sigmoïdale des trajectoires de foliation et les critères microscopiques (rotation des porphyroclastes, dissymétrie des zones abritées, structures C/S, micas en forme de poisson) montrent que cette zone de cisaillement a joué en décrochement ductile dextre. La présence de microplis dissymétriques, synchrones à la déformation majeure, au voisinage de celle-ci, traduisent aussi le mouvement dextre de cette zone de cisaillement ductile.

A l'intérieur de cette bande de cisaillement, des plis à axes courbes traduisent une déformation de grande amplitude finie (QUINQUIS & al., 1978; BERTHE & BRUN, 1980). Ces plis, affectant essentiellement les

gneïss, sont caractérisés par le fait qu'ils remplissent la foliation et sont moulés par celle-ci.

L'étude de la déformation dans les gneïss montre une évolution mylonitique vers cette mégastructure de cisaillement ductile, et semble indiquer que leur structuration est contemporaine à son fonctionnement.

ANALYSE DE LA DEFORMATION

Dans le secteur de Bougmane, à déformation hétérogène, à gradients d'intensité et avec des trajectoires de foliation sigmoïdes, les indices de non-coaxialité de la déformation progressive sont soulignées par la présence de microstructures asymétriques.

EVOLUTION DE LA DEFORMATION DANS LES GNEÏSS

Les gneïss, de cette région, initialement isotropes et ultérieurement affectés par une déformation cisailante, montrent une mylonitisation de plus en plus évoluée du Nord vers le Sud (Fig. 2). Celle-ci est matérialisée par la succession des différents stades de la déformation cataclastique: protomylonites, mylonites et ultramylonites (HIGGINS, 1971). Elle est exprimée par le développement de deux familles de plans d'anisotropie.

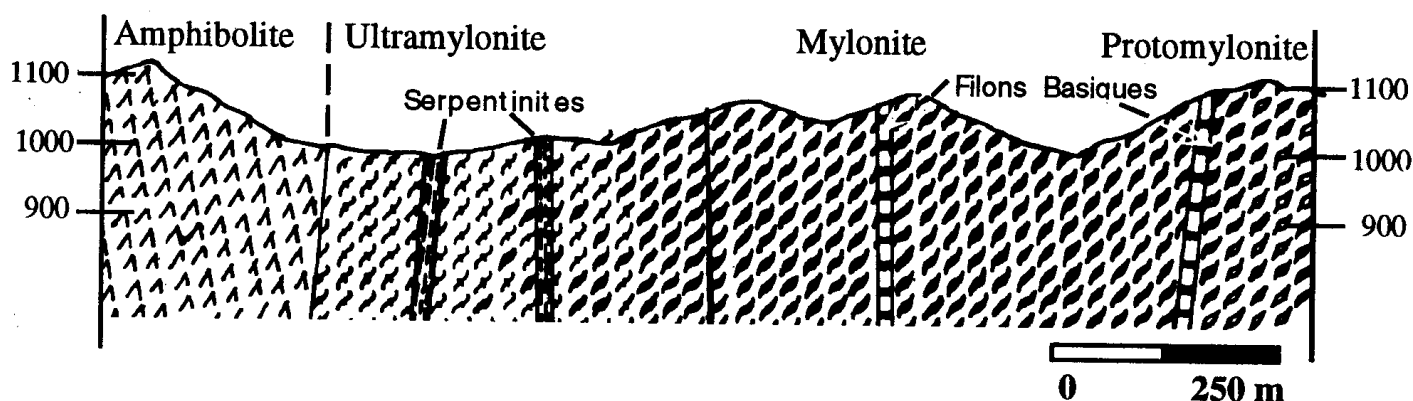


Figure 2 : Coupe géologique illustrant l'évolution de la déformation des gneïss: (a): Protomylonites. (b): Mylonites ; (c): Ultramylonites.

- Les plans C sont subverticaux de direction constante N110, ils sont parallèles à la trace cartographique du cisaillement majeur. Ce sont des plans de mouvement le long desquels il y'a un déplacement horizontal.

- Les plans S obliques sur les précédents et également à pentages forts, constituent des plans d'orientation préférentielle des minéraux tels que les phyllosilicates, et d'étirement de certains cristaux de feldspath et des rubans de quartz, ils contiennent, au moins aux stades peu évolués de la déformation, les ombres de pression aux extrémités des clastes feldspathiques.

La coupe du Nord vers la zone de cisaillement majeur (au Sud) montre l'évolution de la déformation suivante:

- Dans le stade le moins déformé, où les plans C sont faiblement développés, l'angle entre les plans C et S est d'environ 45°.

- Dans le deuxième stade de mylonitisation, l'angle entre les deux plans (C et S) diminue progressivement, par rotation des plans S, alors que les plans C gardent leur orientation approximativement constante. On remarque aussi une augmentation dans le nombre et la longueur des plans C en allant vers les ultramylonites.

- Dans le dernier stade, où la déformation est très intense, les plans C et S deviennent jointifs et forment une seule anisotropie C-S parallèle à la trace cartographique du cisaillement majeur.

L'augmentation de densité des plans C, liée à l'intensité de déformation, résulte de la création de nouveaux plans de cisaillement et de l'activation des plans S qui

deviennent de plus en plus des plans de mouvement en s'approchant de la direction des plans C (BERTHE & al., 1979).

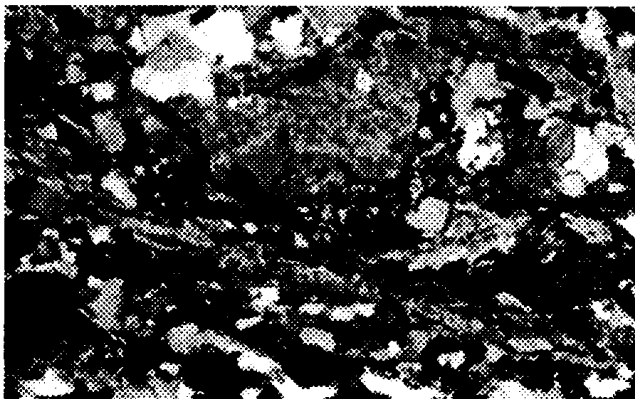
L'évolution de ces deux plans d'anisotropie (C et S), est accompagnée de la recristallisation et la diminution de la taille des grains. Ainsi, la coupe précédente (Fig. 2) montre des passages progressifs entre les différents faciès mylonitiques. Les aspects microstructuraux de la déformation sont présentés dans la figure (3). Les transformations minéralogiques associées à ces passages, sont classiques des évolutions blastomylonitiques de CREVOLA (1987) ou de la succession de TOBISCH & al., (1991). La coupe débute au Nord par un gneïss œillé (Fig. 3a) à gros yeux de feldspaths potassiques (microcline perthitique) étirés et moulés par des lits micacés discontinus dessinant la foliation majeure. Les porphyroclastes de feldspath potassique ont subi, en plus de la recristallisation, un mouvement de rotation permettant de ménager des ombres de pression dissymétriques. Les clastes de quartz ont donné, sous l'effet de la déformation, des amandes polycristalines de grains de quartz à bordures lobées et à extinction ondulose. Les lits micacés formés de muscovite et de biotite altérée, s'anastomosent autour de ces amandes et des clastes feldspathiques. Les biotites montrent des indices d'une déformation fragile et ductile (torsion de clivages, extrémités effilochées, kink-bands).

Ce faciès se poursuit sur une largeur de 150 mètres pour passer ensuite à un gneïss riche en micas (Fig. 3b) et où les clastes diminuent considérablement de taille et

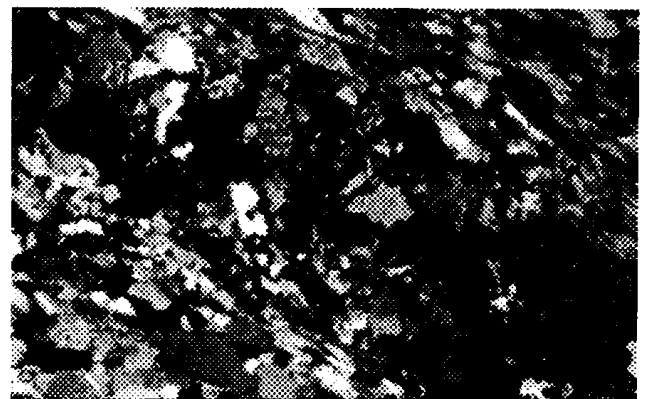
s'étirent pour donner des lits quartzo-feldspathiques discontinus et parfois replissés. Le quartz engendre par étirement, des lits polycristalins formés de petits individus à bordures lobées.

De ce faciès, on passe à un gneiss rubané (Fig. 3 c & d) où les yeux sont très rares et sont remplacés par une succession de lits clairs quartzo-feldspathiques épais et

continus, alternant avec des domaines très micacés (riches en muscovite et séricite). Les feldspaths complètement albitisés, ont tendance à disparaître au profit d'un assemblage de quartz et muscovite. Les lentilles quartzeuses s'étirent en lits presque monominéraux allongés le long de la foliation principale.



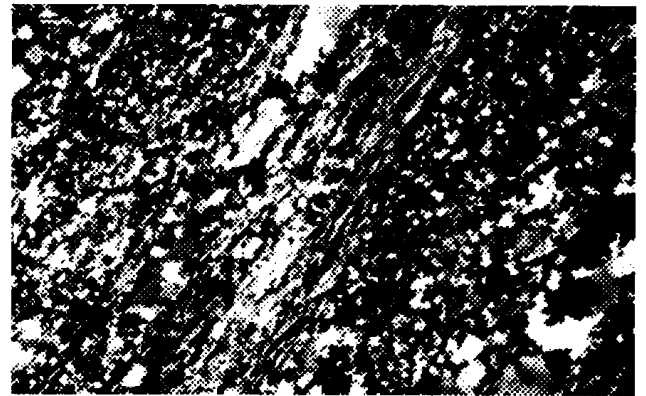
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure 3: Les principaux stades de mylonitisation : (a): protomylonites. (b): Mylonites. (c) et (d) : Ultramylonites.

CARACTERES CONTINUS-DISCONTINUS DES MECANISMES DE LA DEFORMATION

Les échantillons représentatifs des différents faciès ont fait l'objet d'une analyse microscopique de la déformation: (Fig. 4 & 5).

- La présence de feldspaths cataclasés, le déplacement des fragments de feldspaths et de micas le long des plans de cisaillement et l'existence des fentes remplies de quartz dans les feldspaths, sont caractéristiques d'une déformation discontinue.

- L'extinction onduleuse des grains de quartz et leur orientation préférentielle, ainsi que la torsion des clivages de micas traduisent le caractère continu de la déformation.

Ces arguments permettent de penser que les déformations observables correspondent en fait à la combinaison de deux mécanismes différents; continu et discontinu. Ces mécanismes synchrones agissent de manière inégale dans les différents faciès mylonitiques. Dans le premier stade de déformation, le caractère discontinu l'emporte. Alors que dans les ultramylonites, la déformation continue devient dominante.

MECANISMES ET CONDITIONS PHYSIQUES DE LA DEFORMATION

La présence des cristaux de quartz en forme de rubans polycristallins, avec des joints polygonaux et des points triples, est une signature de la dominance des glisse-

ments intracristallins (DRURY & *al.*, 1985). Cependant, la forte néogénèse des micas blancs, combinées à la très petite taille des grains dans les ultramylonites, est due à l'activité de la diffusion aux joints des grains en milieu hydraté (MARQUER, 1987; GAPAIS, 1987).

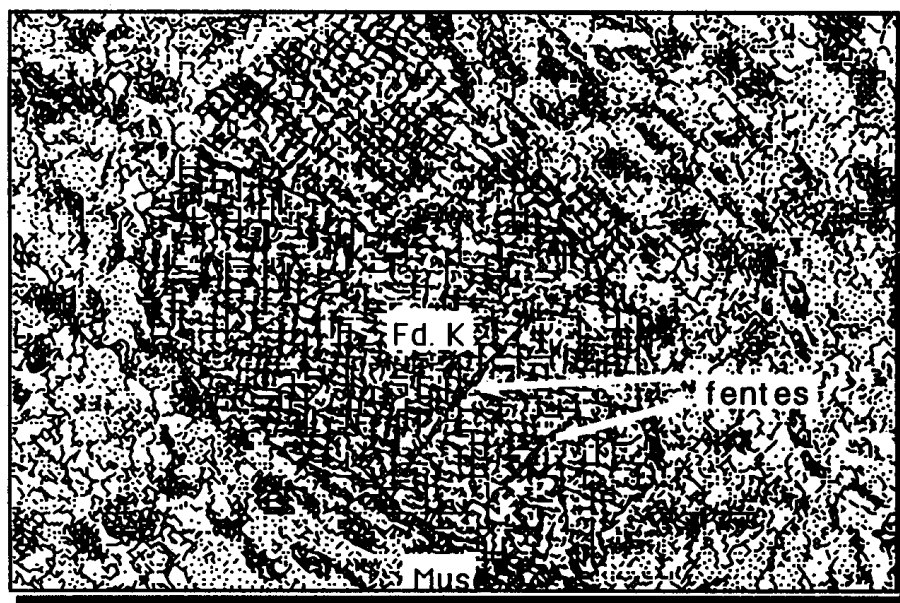


Figure 4 : Aspect de la déformation discontinue dans les feldspaths.

Ces mécanismes de diffusion sont classiquement associés à un comportement superplastique, marqué par l'activité de glissements aux joints des grains (BOULLIER & GUEGUEN, 1975; SCHMID *et al.*, 1977; WHITE, 1977; ETHERIDGE & WILKIE, 1979). Leur dominance est maintenue par la dispersion de fines particules micacées le long des joint qui limitent la croissance des néoblastes (WHITE, 1976, 1977; ETHERIDGE & WILKIE, 1979; WHITE & *al.*, 1980; GAPAIS & WHITE, 1982).

En ce qui concerne les conditions physiques de la déformation, l'instabilité de la biotite dans les gneiss ainsi que la recristallisation de sous grains de quartz suggèrent des conditions thermiques en dessous de 550°C (SIMPSON, 1985). De même, la néogénèse des micas blancs le long des fractures des feldspaths, indiquent des conditions rétomorphiques de basse température (BEACH, 1976; MITRA, 1978; WATTS & WILLIAMS, 1979; DIXON & WILLIAMS, 1983). Le développement des rubans polycristallins est caractéristique d'une déformation à température minimale, de l'ordre de 350 à 400°C (WHITE, 1975; BOULLIER & BOUCHEZ, 1978).

DISCUSSION ET CONCLUSION

L'évolution géodynamique du domaine anti-atlasique, retracée dans les travaux de LEBLANC (1975), montre qu'au cours du Précambrien II, le domaine océanique septentrional a subi une fermeture par subduction vers le Sud. Ainsi, l'Anti-Atlas centro-oriental correspond à une marge continentale affectée par la phase majeure pan-africaine (B1) d'âge 680±15 Ma (CLAUER, 1976). Celle-ci, de caractère tangentiel, est responsable de l'obduction d'écailles ophiolitiques sur le craton Ouest africain (LEBLANC & LANCELOT, 1980). Ces auteurs ont considéré que la paléocroûte océanique est générée dans un domaine de bassin marginal. Cependant, BOUDINIER & *al.* (1984) ont plutôt envisagé un bassin d'arrière arc.

La mise en évidence d'un arc insulaire au Nord, dans la région de Saghro, a permis de considérer la boutonnière de Bou-Azzer El-Graara comme étant un ensemble avant arc, avec au Sud un mélange d'accrétion et au Nord un ensemble arc / avant arc (SAQUAQUE & *al.* 1988 & 1989).



Figure 5 : Aspect microscopique de la déformation continue.

Dans la partie Sud-Ouest de l'Anti-Atlas, cratonisée depuis l'orogénèse éburnéenne (CHARLOT, 1976 et 1978), la phase majeure de l'orogénèse panafricaine, est caractérisée par le développement de chevauchements à vergence Nord et aussi par l'individualisation de petits couloirs de cisaillement (HORRENBERGER, 1973; HASSENFORDER, 1978 et 1985). Alors que dans le secteur étudié, les orthogneiss du précambrien I montrent une déformation intense, marquée par une schistosité pénétrative généralisée et le développement d'une large série mylonitique associée au fonctionnement de la zone de cisaillement de Bougmane. Cette différence du comportement de la déformation relevée dans les deux boutonnières pourrait être expliquée par le fait que la boutonnière de Bou-Azzer El-Graara se situe près de l'accident majeur de l'Anti-Atlas.

Les transformations minéralogiques, les structures, les microstructures et les mécanismes de déformation associés à la zone de cisaillement de Bougmane sont compatibles avec des conditions thermiques intermédiaires (351 à 400°C). La déformation est régie par la combinaison entre la diffusion et le glissement aux joints des grains.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BEACH, A. (1976).- The inter-relations of the fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early proterozoic shear zones in the Lewisian complex. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 280, pp. 569-604.
- BERTHÉ, D. & BRUN, J.P. (1980).- Evolution of folds during progressive shear in the South Armorican Shear Zone, France. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 127-133.
- BERTHÉ, D., CHOUKROUNE, P. & JEGOUZO, P. (1979).- Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South Armorican shear zone. *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 31-42.
- BOUDINIER J.L., DUPUY C. & DOSTAL J. (1984).- Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou-Azzer, Morocco. *Contr. Mineral. Petrol.*, 87, pp. 43-50.
- BOULLIER, A.M. & BOUCHEZ, J.L. (1978).- Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. XX, n°3, pp. 253-262.
- BOULLIER, A.M. & GUEGUEN, Y. (1975).- SC mylonites: origin of some mylonites by superplastic flow. *Contr. Mineral. Petrol.*, 50, pp. 93-104.
- CHARLOT, R. (1976).- The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco). A geochronological synthesis. *Precamb. Res.*, 3, pp. 273-299.
- CHARLOT, R. (1978).- *Caractérisation des événements éburnéens et pan-africains dans l'Anti-Atlas marocain. Apport de la méthode géochronologique Rb/Sr.* Thèse Sci., Univ. Rennes, 220p.
- CHOUBERT G. (1960).- Histoire géologique de l'Anti-Atlas de l'Archéen à l'aurore des temps primaires. Thèse Doc. Sci. Univ. Paris. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 162p.
- CLAUER N. (1976).- Géochimie isotopique du strontium des milieux sédimentaires. Application à la géochronologie du craton ouest africain. *Sci. Géol. Strasbourg*, 45, 256p.
- COBBOLD, P. R. (1977).- Description and origin of banded deformation structures. Regional strain, local perturbations and deformation bands. *Can. J. Earth Sci.*, 14, pp. 1721-1731.
- CREVOLA, G. (1987).- Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfert de matière: principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du Sud de la France. *Geodynamica Acta*, Paris, 1, 3, pp. 207-221.
- DIXON, J. & WILLIAMS, G. (1983).- Reaction softening in mylonites from the Arnaboll thrust southernland. *Scott. J. Geol.*, 19, pp. 157-168.
- DRURY, N.R., WHITE, S.H. & HUMPHREYS, F.J. (1985).- Large strain deformation studies using magnesium as a rock analogue, part. II. *Phys. Earth/ Planet. Inter.*, 40, pp. 208-228.
- ETHERIDGE, M.A. & WILKIE, J.C. (1979).- Grain size reduction, grain boundary sliding and the flow strength of mylonites. *Tectonophysics*, 58, pp. 159-178.
- GAPAIS, D. (1987).- *Les orthogneiss, structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique.* Thèse Doct. d'Etat, Univ. Rennes I, 364p.
- GAPAIS, D. & WHITE, S.H. (1982).- Ductile shear bands in a naturally deformed quartzite. *Textures and microtextures*, 5, pp. 1-17.
- HASSENFORDER, B. (1978).- Evolution tectono-métamorphique du socle du Kerdous (Anti-Atlas occidental, Maroc) dans le cadre des orogénèses éburnéenne et pan-africaine. *Sci. Géol. Bull.*, 31,1, pp. 21-31.
- HASSENFORDER, B. (1985).- Les mylonites de la zone de faille ductile pan-africaine des Ameln (Kerdous, Anti-Atlas, Maroc). Une analyse pétrostructurale de la déformation. *sci. Géol. Bull.*, Strasbourg, 38, 2, pp. 215-226.

- HIGGINS, M. W. (1971).- Cataclastic rocks. *U.S Geol. Survey. Professional Paper*, 687, p. 97.
- HORRENBERGER J. H. (1973).- Tectoniques superposées dans le Précambrien de la plaine de Tazenaght (Anti-Atlas Central, Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 277, pp. 1601-1604.
- LEBLANC, M. (1975).- *Ophiolites précambriennes et gites arseniers de cobalts (Bou-Azzer, Maroc)*. Thèse d'Etat, Montpellier, Publ.1981 in Notes & Mém. Serv. Géol. Maroc, 280p.
- LEBLANC, M. & LANCELOT, J. R. (1980).- Interprétation géodynamique panafricaine (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas maroc à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canad. J. Earth Sc.*, 17, pp. 142-155.
- MARQUER, D. (1987).- *Transfert de matière et déformation progressive des granitoïdes. Exemple des massifs de l'Aar et du Gothard (Alpes centrales suisses)*. Thèse, Univ. Rennes, Mémoires et documents du C.A.E.S.S., n° 10, 237p.
- MITRA, G. (1978).- Ductile deformation and mylonites: The mechanical processes involved in deformation of crystalline basement rocks. *Amer. J. Sci.*, 278, pp. 1057-1084.
- QUINQUIS, H., AUDREN, C. L., BRUN, J. P. & COBBOLD, P. R. (1978).- Intensive progressive shear in Ile de Groix blue schists and compatibility with subduction or obduction. *Nature*, 273, pp. 43-45.
- RAHIMI, A. (1991).- *Les formations métamorphiques du Précambrien I d'El-Graara central (Boutonnière de Bou-Azzer El-Graara) Anti-Atlas, Maroc. Etude pétrographique et structurale*. Thèse 3ème Cycle. Marrakech, 158p.
- SAQUAQUE, A., ADMOU, H., CISSE, A., BENYOUCEF, A. H. & REUBER, I. (1989).- Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou-Azzer El-Graara (Anti-Atlas, Maroc): marqueurs de la déformation pan-africaine majeure dans un contexte de collision d'arc. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 308, pp. 1279-1283.
- SAQUAQUE, A., ADMOU, H., KARSON J. A., HEFFRAN, K. & REUBER, I. (1988).- Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer El-Graara region. Anti-Atlas (Morocco). *Geology*, 17, pp. 1107-1110.
- SCHMID, S.M., BOLAND, J. N. & PATERSON, M. S. (1977).- Super plastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics*, 43, pp. 257-292.
- SIMPSON, C. (1985).- Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7, n°5, pp. 503-511.
- TOBISCH, O. T., BARTON, M. D., VERNON, R. H. & PATERSON, S. R. (1991).- Fluid enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, Western Siera Nevada, California, an Southwestern Australia. *J. Struct., Geol.*, 13, n°10, pp. 1137-1156.
- WATTS, M. J. & WILLIAMS, G. D. (1979).- Fault rocks as indicators of progressive shear deformation in the Guingamp region, Brittany. *J. Struct. Geol.*, 1, pp. 323-332.
- WHITE, S. H. (1975).- The effects of strain on the microstructures, fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Soc. Lond. A.*, 283, pp. 69-86.
- WHITE, S. H. (1976).- The effects of strain on the microstructures fabrics and deformation mechanisms in quartzites. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A.*, 283, pp. 69-86.
- WHITE, S. H. (1977).- Geological significance of recovery and recrystallization processes in quartz. *Tectonophysics*, 39, pp. 143-170.
- WHITE, S. H., BURROWS, S. E., CARRERAS, J., SHAW, N. D. & HUMPHREYS, F. J. (1980).- On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 2, pp. 175-187.

Adresse des Auteurs :

- Ahmed RAHIMI & El Hassane BERAOUZ :
 Université HASSAN II - Mohammadia
 Faculté des Sciences, Département de géologie
 Ben M'Sik - Sidi Othmane - Casablanca
- Hassan NACHITE
 Université Ibnou Zohr
 Faculté des Sciences, Département de géologie
 Agadir
- Ali SAQUAQUE
 Reminex Groupe ONA - Marrakech