

Quelques généralités sur les macles de la calcite (Calcite Twins) et leur interprétation en termes de contraintes

Dans la partie supérieure de la croûte, la déformation cassante des roches carbonatées s'accompagne de phénomènes de pression-dissolution, d'une réduction de la porosité et d'une déformation cristalline. Plus particulièrement, la déformation des cristaux de calcite est caractéristique du régime de transition cassant-ductile. Cette plasticité basse-température (0-300°) correspond à une dominance du maillage $\{01-12\}$, qui à faible température est plus facilement activé que les autres systèmes de glissement. Dans la plupart des calcaires de la couverture sédimentaire déformée, les macles e sont, à l'échelle du cristal, les microstructures dominantes.

GENERALITES SUR LE MACLAGE e DE LA CALCITE

Géométrie du maillage e de la calcite

Une macle est une association polycristalline formée par la juxtaposition de deux parties homogènes, ou plus, d'une même espèce cristalline, orientées l'une par rapport à l'autre suivant des lois bien définies. Cette loi très générale s'applique à la fois aux macles de croissance, aux macles de recuit et aux macles mécaniques. Le plan de composition est un plan de densité atomique importante qui sépare le domaine maillé du cristal-hôte du domaine non maillé. Le plan de macle est le plan atomique commun aux deux parties de la macle; c'est l'équivalent du plan de cisaillement si on considère qu'une macle est un petit domaine de cisaillement simple. La direction de macle est la direction de glissement; c'est la droite qui relie la position d'un atome donné avant le maillage à sa position après le maillage. Cette direction appartient au plan de macle. L'orientation du domaine maillé peut être déduite de l'orientation du cristal-hôte par une rotation qui rend compte de la géométrie de la maille et du motif. Cette rotation est virtuelle et ne correspond pas au mécanisme physique de formation de la macle. Une macle sera dite secondaire si elle s'est formée dans un cristal-hôte après sa cristallisation, par exemple au cours d'un épisode tectonique. On parlera de macle primaire pour des macles syndiagénétiques par exemple.

Chaque cristal de calcite possède trois familles de plans de macle e potentiels $\{10-12\}$ qui sont disposées symétriquement par rapport à l'axe optique (axe de symétrie ternaire). D'un point de vue géométrique, le maillage le long de ces plans est comparable à un microcisaillement dont les caractéristiques (notamment direction et sens) sont imposées par le cristal hôte :

- la direction de macle sur le plan e_1 correspond à la projection de l'axe optique sur ce plan; elle coïncide également avec l'intersection du plan de macle e_1 et des plans de clivage r_2 ou r_3 ;
- le sens de maillage e dans le cristal de calcite est tel, que l'axe optique étant vertical, le déplacement relatif des atomes situés au-dessus du plan de macle s'effectue du bas vers le haut, vers l'axe optique (mouvement en "faille inverse").

Par comparaison avec les jeux de failles, tout se passe donc comme si le plan de faille préexistait et la strie réelle était imposée.

Le glissement cristallin ("translation gliding") (r, f dans la calcite par exemple) est la manifestation macroscopique du mouvement d'une dislocation coin le long du plan de glissement : le cristal hôte est déformé en cisaillement simple, chaque plan atomique étant déplacé d'une distance interatomique par rapport au plan situé "en-dessous". Le maillage ("twin gliding") (e dans la calcite) peut être également décrit comme analogue géométriquement à un cisaillement simple du réseau cristallin le long du plan de macle, mais le maillage diffère du glissement à deux égards : (1) il est "homogène", c'est-à-dire que chaque plan du réseau est déplacé d'une même quantité par rapport au plan "en-dessous", ce qui n'est pas nécessairement le cas pour le glissement, et (2) la portion maillée correspond à l'image-miroir de la portion non maillée de part et d'autre du plan de macle, ce qui traduit le mouvement d'une dislocation vis au travers du réseau. Chaque plan atomique est de plus translaté d'une fraction fixe d'une distance interatomique, de telle sorte que la quantité de déformation accommodée par cisaillement simple est constante pour une loi de maillage donnée.

Développement des macles

--> **Importance de la contrainte différentielle** : à la suite de Turner et al. (1954), Friedman et Heard (1974) montrent que des lamelles de macle se forment pendant l'augmentation de la valeur de $(\sigma_1 - \sigma_3)$. Ces résultats sont confirmés et précisés par les travaux expérimentaux de Rowe et Rutter (1990), sur la déformation de marbres naturels (200-700°C, 10 à 30% de déformation):

- pour une taille donnée de grains, le pourcentage de cristaux maclés (macles visibles au microscope optique : "twinning incidence") d'une part, et le pourcentage en volume de la fraction maclée du cristal ("twin volume fraction"), qui est fonction de l'orientation des grains, augmentent avec la contrainte différentielle $(\sigma_1 - \sigma_3)$. En effet, si on augmente la contrainte différentielle appliquée, un plus grand nombre de cristaux subiront sur leurs 3 plans de macle potentiels une contrainte cisailante résolue (CCR : contrainte cisailante projetée dans la direction imposée de maclage) suffisamment importante pour provoquer le maclage.

- le nombre de macles par mm dans un cristal donné ("twin density" ou "twin lamellae index") augmente avec la contrainte différentielle, et pour une contrainte différentielle donnée, avec la durée d'application de cette contrainte (Friedman et Heard, 1974; Rowe et Rutter, 1990).

Cela signifie que pour un événement tectonique donné, au cours de la montée en contrainte [augmentation de $(\sigma_1 - \sigma_3)$], le maclage se produit successivement sur des plans e sur lesquels la contrainte nécessaire au maclage était au préalable trop faible.

--> **Importance de la taille du grain** : déjà reconnue par Olsson (1974), l'importance de la taille des grains sur le développement des macles est soulignée par les travaux de Rowe et Rutter (1990):

- pour une contrainte différentielle donnée, le pourcentage de cristaux maclés et le pourcentage en volume de la fraction maclée du cristal augmentent avec la taille du grain.

- pour une contrainte différentielle donnée, le nombre de lamelles de macle dans un grain augmente linéairement avec la taille de ce grain, de telle sorte que le nombre de macles par mm ("twin density") est indépendant de la taille du grain.

D'après ces auteurs, cela peut indiquer qu'à contrainte fixe et pour un échantillon donné, la densité de défauts en bordure des cristaux, au niveau desquels s'initient les lamelles de macle, est à peu près constante.

Il apparaît ainsi clairement que le maclage e dépend de la taille des cristaux; il est plus aisé dans les roches à gros grains, dans la mesure où les joints de grains représentent des obstacles à la propagation libre du maclage ("Shear mode crack") et à l'élargissement des lamelles de macles (Schmid et Patterson, 1977; Spiers, 1982; Spiers et Rutter, 1984). Cette influence de la taille du grain est un facteur important à prendre en compte lors de l'application des méthodes inverses, qui présupposent une valeur constante du seuil de maclage.

--> **Effet de la température et de la vitesse de déformation** : la température a peu d'effet sur la contrainte nécessaire pour produire le maclage par rapport à celle nécessaire pour provoquer les glissements intracristallins. Ceci explique que le maclage soit, parmi les mécanismes de déformation intervenant au cours de la déformation d'un agrégat cristallin, celui qui, à basse température, est activé le plus facilement. De même, le maclage est à peu près indépendant de la vitesse de déformation (Friedman et Heard, 1974; Tullis, 1980). Rowe et Rutter (1990) confirment expérimentalement que la "twinning incidence", la "twin volume fraction" et le nombre de macles par mm ("twin density") sont à peu près indépendants de la température et de la vitesse de déformation.

Cependant, bien que la température n'ait apparemment aucun effet sur le développement des macles, les études expérimentales suggèrent que l'aspect (et notamment la largeur) des macles varie avec la température. Les macles de la calcite déformée à basse température sont très fines (moins de 5 μm) et rectilignes (Groshong, 1974; Friedman et al., 1976; Groshong et al., 1984; Laurent, 1984). Dans les échantillons déformés à haute température (300°C et plus), les macles sont épaisses, plus larges que 5 μm et souvent de forme lenticulaire (Heard, 1963; Schmid et al., 1980). Heard (1963) suggère que le développement de macles épaisses à haute température est lié à la migration facilitée des défauts du réseau cristallin en dehors des cristaux à haute température, ce qui réduit le "strain hardening" (durcissement à la déformation) à proximité des macles. Un travail récent de Ferrill (1991) sur des

calcaires à gros grains déformés naturellement et provenant des chaînes sub-alpines montre que le changement dans la largeur des macles [et dans le nombre de macles par mm ("twin density")] reflète une déformation par maclage à des températures différentes (métamorphisme). La transition entre la formation dominante de macles fines et de macles épaisses dans des calcaires déformés naturellement se produit entre 150 et 200°C, c'est-à-dire au-dessous de la température de transition de 300°C indiquée par les travaux expérimentaux. Cette différence peut être attribuée à des vitesses naturelles de déformation plus faibles ($10^{-13}/10^{-15} \text{ s}^{-1}$ dans la nature : Pfiffner et Ramsay, 1982; $10^{-1}/10^{-8} \text{ s}^{-1}$ dans les expériences). La largeur des macles et la densité de maclage sont alors utilisables comme des indicateurs de la température associée à la déformation naturelle des calcaires (Ferrill et al., 2004).

--> **Effet de la pression isotrope et de la pression de fluide** : Turner et al. (1954) ont montré que la contrainte normale sur un plan de macle donné augmente la contrainte cisailante critique nécessaire au maclage de moins de 1% de la valeur de cette contrainte normale. Friedman et Heard (1974) confirment que les macles n'apparaissent pas si l'échantillon est soumis uniquement à une pression isotrope. Il apparaît ainsi clairement que le maclage ne dépend que de la valeur de la contrainte différentielle et pas de la contrainte normale. La pression de fluide n'a donc aucun effet sur le développement des macles dans un monocristal donné. Ce résultat peut être raisonnablement étendu au cas d'agrégats calcitiques à gros grains jointifs.

--> **Seuil de maclage** :

La résistance d'un système de glissement cristallin (maclage ou glissement *ss*) est exprimée conventionnellement par une contrainte cisailante résolue critique ou seuil τ_C . Il s'agit de la contrainte cisailante résolue sur le plan de glissement dans la direction de glissement, qui doit être atteinte afin de produire une déformation plastique significative. τ_C est la contrainte cisailante critique qui provoque le mouvement d'un grand nombre de dislocations, de telle sorte que le glissement devient observable, et ce indépendamment de l'orientation du cristal déformé. Un tel comportement est généralement associé au développement d'un point critique dans la courbe contrainte-déformation pour un monocristal. La valeur de la contrainte cisailante résolue critique est obtenue par la relation : $\tau_C = \sigma \times S$. σ correspond à la valeur de la contrainte appliquée au point critique; S est le facteur de Schmid, tel que $S = \cos \alpha \times \cos \beta$, où α est l'angle entre la direction de compression et la normale au plan de macle dans un monocristal, et β l'angle entre la direction de compression et le vecteur déplacement par maclage. La contrainte cisailante résolue le long du vecteur est maximale quand α et β valent 45°, S variant de 0 à 0,5 selon l'orientation du grain (Rowe et Rutter, 1990; De Bresser et Spiers, 1997).

Compte-tenu de l'importance des effets de concentration de contraintes dans la nucléation des macles (Spiers, 1982; Wenk et al., 1986; Rowe et Rutter, 1990) liées aux hétérogénéités à l'échelle des grains, l'hypothèse et l'adoption d'un seuil de maclage constant de 10 MPa sont considérées comme injustifiées pour un certain nombre d'auteurs comme Burkhard (1993) ou De Bresser et Spiers (1997). Newman (1994) mentionne que l'existence d'un seuil de maclage est compromise non seulement par la sensibilité du maclage à la taille du grain, mais aussi à la distribution de la taille des grains qui influence les concentrations de contraintes. Ferrill (1998) considère donc le seuil de maclage comme peu contraint et difficile à quantifier de façon inhérente.

Je pense cependant comme Tullis (1980) que les sources de concentrations de contraintes que sont les hétérogénéités à l'échelle du grain étant extrêmement nombreuses dans les cristaux naturels (dislocations, fractures, poinçons, macles préexistantes), le seuil de maclage représente la contrainte nécessaire pour propager les macles plutôt que pour les nucléer.

Le seuil de maclage apparaît quasiment indépendant de la température, de la pression de confinement et de la pression de fluides, et est très peu dépendant de la vitesse de déformation. Cependant, il dépend de la taille du grain (Rowe et Rutter, 1990). Le seuil de maclage ne peut donc être considéré comme constant que si la taille des grains est importante et homogène, et pour une quantité de déformation interne donnée.

Il est important de noter que le maclage obéit à la loi du "tout ou rien"; c'est-à-dire que pour un plan e avec une orientation donnée par rapport aux axes de contraintes, le maclage se produit si la

CCR dépasse le seuil constant de maclage, mais ce plan ne maclera pas "davantage" si la contrainte augmente.

Place du maclage dans la déformation des roches carbonatées

La déformation expérimentale coaxiale ou non coaxiale des roches calcitiques naturelles ou synthétiques (température 25-900°C, pression de confinement 150-250 MPa, vitesse de déformation $10^{-3}/10^{-5} \text{ s}^{-1}$: Spiers, 1979, 1982; Wenk et al., 1986; Schmid et al., 1987) a permis de préciser la contribution du maclage à la déformation basse-température des roches carbonatées :

- les macles s'initient à des stades précoces de la déformation, et leur développement dépend essentiellement de l'orientation des cristaux par rapport au champ de contraintes appliqué;

- la déformation par maclage se distribue de façon très hétérogène à l'échelle du grain, et ne reflète pas la déformation totale imposée à la roche. Au contraire, l'orientation de la contrainte est beaucoup plus homogène à l'échelle du grain (15° de déviation en moyenne par rapport à la contrainte appliquée)(Spiers, 1979);

- la déformation par maclage conduit à une texture caractéristique : les expériences de cisaillement simple (Schmid et al., 1987) montrent que le maclage e est responsable du développement d'une orientation cristallographique préférentielle. Lorsqu'une nouvelle portion de cristal maclée est créée, le nouvel axe C de la portion maclée est déplacé par rapport à l'axe C du cristal hôte vers la direction de σ_1 (rotation de 52° vers σ_1). Ainsi, sous l'effet du maclage e, les axes C correspondant aux domaines maclés présentent un maximum proche de la direction de σ_1 , qui ne coïncide pas parfaitement avec le pôle du plan d'aplatissement. Le maclage contribue donc largement à l'existence de maxima d'axes C dans les échantillons calcaires déformés naturellement;

- dans les cristaux bien orientés pour macler, la densité de maclage et la largeur des macles sont le reflet de la déformation subie par ces cristaux. A basse température, l'augmentation de la déformation produit préférentiellement de nouvelles macles fines (Groshong, 1974), alors que lorsque la température augmente, la déformation croissante induit l'épaississement des macles existantes plutôt que l'augmentation de leur nombre;

- la déformation des grains mal orientés pour le maclage est assurée par des systèmes de glissement intracrystallins, notamment le glissement r. Mais même dans les grains bien orientés, le maclage ne peut encaisser une déformation importante : au delà d'une limite de densité de maclage, d'autres phénomènes de déformation cristalline prennent le relais pour continuer la déformation. Ce peut être également le glissement r, mais aussi les microfissures, éventuellement la rupture de grains. L'aspect courbe des macles dans les zones très déformées indique du glissement r.

- quand la température augmente au delà de 300°C , la contribution relative du maclage à la déformation d'un agrégat cristallin décroît par rapport aux systèmes de glissement r et f (en particulier, le glissement r devient plus important entre 400 et 650° : Weiss et Turner, 1972). Cette faible compétitivité du maclage à haute température est due au fait que le phénomène de diffusion, qui est favorisé à haute température, n'intervient pas dans le maclage (Tullis, 1980). De plus, la nucléation des macles nécessite très probablement des concentrations de contraintes locales comme par exemple des phénomènes de poinçonnement par des grains mal orientés pour macler, dont l'importance est réduite par la recristallisation qui se produit à haute température.

Ainsi, le maclage intervient seulement dans une fraction de la déformation totale, et les phénomènes de pression-dissolution à basse température, ou les glissements intracrystallins à haute température (glissement r ou f), aident à maintenir la compatibilité géométrique de la déformation des grains adjacents.

L'INVERSION DES DONNEES DE MACLES ET LA RECONSTITUTION DES ORIENTATIONS DES PALEOCONTRAINTES

La méthode d'inversion

L'hypothèse de base de l'analyse tectonique du maillage e est qu'il se produit sur un plan e donné si et seulement si la contrainte cisailante résolue τ_s sur le plan e est supérieure ou égale à la valeur critique, supposée constante, du seuil de maillage τ_a . Ainsi, pour les plans maclés : $\tau_s \geq \tau_a$ et pour les plans non maclés : $\tau_s < \tau_a$. Le principe de l'analyse inverse est de déterminer le tenseur (ou les tenseurs si l'échantillon est polyphasé) qui vérifie(nt) les inéquations ci-dessus pour un pourcentage maximal de plans maclés et pour la totalité des plans non maclés. Les plans non maclés exercent une forte "contrainte" sur la détermination des tenseurs, car la contrainte cisailante résolue (CCR) induite sur ces plans non maclés doit toujours rester inférieure au seuil.

La solution est recherchée sous la forme d'un tenseur réduit tel que $(\sigma_1 - \sigma_3) = 1$. La CCR τ_s qui s'exerce sur chaque plan de macle varie alors dans l'intervalle $(-0,5; +0,5)$. La première étape consiste à choisir arbitrairement un pourcentage P de plans maclés à expliquer. Un grand nombre de tenseurs sont alors tirés au hasard puis appliqués au lot de données. Les CCR τ_s sont calculées pour tous les plans de macle, et ces plans sont classés par ordre de CCR décroissante. Cette classification permet d'évaluer rapidement si le tenseur recherché induit sur certains plans non maclés une CCR plus grande que celle qui s'exerce sur certains plans maclés que ce tenseur explique, et donc le nombre de plans non maclés incompatibles avec la solution. Le cas idéal, rare en pratique, consiste à obtenir une CCR sur les plans maclés toujours supérieure à la CCR s'exerçant sur les plans non maclés. Cette classification permet d'optimiser le pourcentage P arbitrairement choisi au début : un pourcentage P qui provoque l'incorporation dans la solution d'un grand nombre de plans non maclés ($>20\%$) sera rejeté.

Pour les n plans non maclés incompatibles avec la solution (plans sur lesquels le tenseur induit une CCR supérieure à celle sur certains plans maclés), une fonction de pénalisation f est définie :

$$f = \sum_{j=1}^{j=n} (\tau_{sj} - \tau_a'), \text{ où } \tau_{sj} \text{ est la CCR exercée sur le plan non maclé } j \text{ et } \tau_a' \text{ la plus petite valeur de la CCR}$$

obtenue sur les plans de macle pris en compte dans la solution. Cette valeur τ_a' sera considérée comme la valeur fixe du seuil de maillage pour la forme du tenseur réduit utilisée dans le calcul.

Le tenseur optimal est obtenu quand 1) le maximum de plans maclés (pourcentage P maximal) sont pris en compte; 2) le minimum de plans non maclés sont pris en compte; 3) la valeur de f est minimale.

Ce processus aboutit à la détermination des orientations des contraintes principales σ_1 , σ_2 et σ_3 , et du rapport Φ .

Quand le premier tenseur est déterminé, les plans maclés compatibles sont retirés du lot, et la procédure est répétée sur les données restantes, avec vérification et prise en compte éventuelle de la cohérence des données compatibles avec le premier tenseur déterminé avec les suivants.

Intérêt de l'analyse couplée des macles de la calcite et de la fracturation

La confrontation systématique et la comparaison critique des méthodes d'analyse des failles à stries et des macles de la calcite ont été effectuées à partir d'études régionales. L'étude d'échantillons de Taiwan a confirmé l'apparition de macles mécaniques dans des calcaires bio-construits pléistocènes dans des conditions de température ambiante et d'enfouissement nul, et montré que leur analyse permet de caractériser des tenseurs de paléocontraintes cohérents avec les structures régionales et le contexte géodynamique. L'analyse d'échantillons de Bourgogne, de Provence, du Bassin Parisien, du Bassin Aquitain, de Taiwan et du Zagros, réalisée en parallèle avec une étude détaillée des jeux de failles, a établi la validité et la cohérence, aux échelles locale puis régionale, des tenseurs de paléocontraintes reconstitués à l'aide des macles de la calcite en contexte clairement polyphasé, et montré les avantages respectifs et les limites des deux méthodes. L'approche pluridisciplinaire combinant l'analyse des failles et des macles est la plus fiable et la plus performante pour caractériser les champs de paléocontraintes, macles et failles se révélant des indicateurs de paléocontraintes complémentaires.

Tout comme l'analyse des joints, des failles à stries, ou l'anisotropie de susceptibilité magnétique, les macles de la calcite sont un marqueur de très petite déformation et de faible niveau de contraintes. Les macles se révèlent même un indicateur de contraintes plus sensible que la fracturation. La sensibilité du maillage de la calcite à la contrainte a permis d'identifier la transmission des contraintes orogéniques

pyrénéennes à au-moins 700 km du front pyrénéen et à 1700 km du front des orogènes Sevier et Ouachita-Appalaches dans le craton nord-américain. Les macles de la calcite peuvent de plus servir de paléopiézomètres et donc fournir des informations à la fois sur les orientations et les grandeurs des contraintes (voir plus loin).

Les macles de la calcite permettent également de déterminer dans les sites polyphasés plusieurs tenseurs dont les directions principales sont corrélables à celles déterminées indépendamment et au même endroit par l'analyse des jeux de failles. Les résultats de l'analyse des macles dans les échantillons polyphasés sont significatifs, à la fois d'un point de vue numérique (solutions stables) et géologique. Comparée aux autres méthodes de détermination des directions de paléocontraintes à l'aide des macles de la calcite, l'inversion des macles de la calcite est la seule méthode qui autorise l'exploitation fine de la totalité d'un lot polyphasé de données de macles, au mieux en calculant plusieurs tenseurs de paléocontraintes, au pire en précisant l'existence ou non de macles compatibles avec un tenseur donné préalablement connu.

L'analyse des macles de la calcite est complémentaire de l'étude de la fracturation. Quoique reposant sur des principes semblables (analogie géométrique faille/macle, principe de l'inversion), ces deux méthodes analysent des déformations très différentes, en particulier du point de vue de leur genèse (mécanisme de la rupture vs dislocation intracristalline) et de l'échelle. Ainsi, par exemple, les roches carbonatées peuvent enregistrer par maillage des événements tectoniques "mineurs", au cours desquels la montée en contrainte n'a pas été suffisante pour provoquer la rupture macroscopique, et qu' inversement (mais plus rarement), des failles peuvent être observées dans un site dans lequel le tenseur correspondant n'est pas identifiable par l'analyse des macles. Ces enregistrements différentiels des paléo-champs de contraintes dénotent une sensibilité différentielle de ces mécanismes de déformation à la contraintes. Les deux méthodes offrent également des possibilités différentes lors de l'acquisition des données ou de l'exploitation des résultats. Ainsi, seule l'analyse des macles de la calcite permet de reconstituer les directions de paléocontraintes à partir de quelques cm³ d'échantillon prélevé par exemple en forages; en contrepartie, en contexte polyphasé, les données de fracturation permettent généralement plus facilement l'établissement en routine d'une chronologie relative.

L'analyse des macles de la calcite sur échantillons déformés expérimentalement

Pour étayer la démonstration de la validité de la méthode, l'approche effectuée sur les échantillons naturels a été complétée par une analyse des macles de la calcite dans des échantillons déformés expérimentalement en conditions uniaxiales comme triaxiales, afin de discuter les incertitudes et les marges d'erreur sur les paramètres d'orientation et de grandeur des tenseurs calculés. Ces travaux ont été réalisés en collaboration avec P. Laurent de l'Université de Montpellier II, E.H. Rutter de l'Université de Manchester et H. Kern de l'Université de Kiel.

Les résultats obtenus sur les échantillons déformés expérimentalement montrent que les orientations des contraintes principales calculées par inversion varient peu par rapport aux directions appliquées au cours des expériences, non seulement en ce qui concerne l'axe σ_1 , mais également les axes σ_2 et σ_3 en compression triaxiale : pour la solution optimale retenue, la déviation de σ_1 calculé par rapport au σ_1 appliqué n'excède pas 5°-7° en régime uniaxial; en régime triaxial, la déviation est de 7° pour σ_1 et de 11° pour σ_3 .

On peut éprouver, sur un échantillon déformé en compression uniaxiale, la stabilité de la solution en terme d'orientation ($\Delta\sigma$) si on ajoute ou qu'on retranche 4% de macles par rapport à la solution optimale : $\Delta\sigma$ n'est pas modifié de plus de 10°. L'effet de la séparation de tenseurs superposés dans des échantillons naturels polyphasés a été également étudié : les résultats montrent que la variation en orientation des tenseurs successifs calculés n'excède pas 10° quand l'ordre d'obtention des tenseurs est modifié, ce qui montre que la méthode est bien adaptée au traitement d'échantillons polyphasés.

LA RECONSTITUTION DES GRANDEURS DES PALEOCONTRAINTES

L'utilisation possible du maillage mécanique de la calcite comme paléopiézomètre a été abondamment discutée. Le maillage *e* est un mécanisme qui n'est pas thermiquement activé et qui n'est

sensible ni à la vitesse de déformation, ni à la pression de confinement; par ailleurs, pendant la déformation par maclage, la déformation se distribue de façon très hétérogène entre les grains, alors que la contrainte est beaucoup plus homogène à l'échelle de l'agrégat (Spiers, 1979, 1982) : ces aspects sont des conditions nécessaires *a priori* pour l'utilisation des macles comme indicateur de la magnitude des paléocontraintes.

Les grandeurs des contraintes différentielles: incertitudes et marges d'erreur

a) Les méthodes antérieures d'estimation des contraintes différentielles fondées sur les macles de la calcite

La méthode de Jamison et Spang (1976) repose sur le fait que dans un échantillon sans orientation cristallographique préférentielle, les pourcentages respectifs de grains maclés sur 0, 1, 2 ou 3 plans de macle e sont fonctions de la valeur de la contrainte différentielle principale ($\sigma_1 - \sigma_3$) appliquée. Après calibration expérimentale, connaissant ces pourcentages relatifs dans un échantillon, et dans l'hypothèse d'un seuil de maclage constant, on peut évaluer l'ordre de grandeur du différentiel ($\sigma_1 - \sigma_3$). Certaines limitations de cette méthode (hypothèses d'une distribution homogène des contraintes à l'échelle de l'agrégat, d'une orientation cristallographique aléatoire de l'échantillon, d'une faible déformation, ou encore la non prise en compte de la taille des grains) sont communes à la méthode inverse utilisée au cours de ce travail, mais d'autres (hypothèse d'un état de contraintes de révolution, non vérification préalable de la compatibilité mutuelle des systèmes de macles analysés, polyphasage, etc.) ont par contre été évitées. Le lecteur trouvera une critique plus détaillée de la méthode de Jamison et Spang dans Laurent (1984) et Burkhard (1993).

La méthode de Rowe et Rutter (1990) est fondée sur la sensibilité de la "twinning incidence" (pourcentage de grains de taille donnée qui contiennent des macles visibles), la "twin volume fraction" (pourcentage volumique de la portion maclée du cristal) et la "twin density" (nombre de macles par mm) à la contrainte différentielle. Il s'avère cependant que les deux premiers paramètres sont largement dépendants de la taille du grain. En effet, le maclage est plus facile dans les gros cristaux car les joints de grain empêchent la propagation et l'élargissement des lamelles de macles qui se propagent à travers le cristal à la faveur d'un mécanisme de fracture en cisaillement. Le paramètre "nombre de macles par mm" apparaît par contre peu sensible à la taille du grain. L'utilisation de ce dernier paramètre comme paléopiézomètre fournit des résultats raisonnables quand la méthode est appliquée à haute température (c'est-à-dire dans les conditions expérimentales pour lesquelles elle a été calibrée : 200° à 800°C, déformation de 7 à 30%), mais surestime grandement les contraintes différentielles quand elle est appliquée à une déformation à basse température (Ferrill, 1998). La raison en est simple : quand la déformation subie par l'échantillon à différentiel de contraintes constant croît, cette déformation est accommodée par une augmentation du nombre de macles fines plutôt que par un épaississement de celles-ci (qui se produit plutôt à HT), ce qui augmente "artificiellement" la densité de maclage dans les agrégats très déformés.

b) La quantification du rapport Φ et des contraintes différentielles par l'inversion des données de macles. Incertitudes.

Un des aspects importants de la méthode d'inversion est de considérer qu'il existe un seuil de maclage constant : on peut alors calculer les grandeurs des contraintes différentielles.

L'étude effectuée sur des échantillons déformés expérimentalement dans des conditions de contraintes différentielles, de température, de déformation, de vitesse de déformation et de confinement connues a permis la calibration de la méthode d'inversion. Pour la déformation en condition uniaxiale [ellipsoïde des contraintes appliquées de révolution autour de σ_1 ($\sigma_2 = \sigma_3$)], le rapport Φ obtenu est faible (<0,2), en accord avec la valeur nulle expérimentale, mais l'investigation autour de la solution retenue montre que ce paramètre est peu stable, probablement en relation avec sa sensibilité à la distribution spatiale des plans non maclés qui servent à définir le tenseur. Pour la déformation en condition triaxiale, l'unique valeur obtenue est proche de la valeur expérimentale, mais ce résultat devra être confirmé par de futures expériences.

Concernant les contraintes différentielles, les estimations réalisées sont en général du même ordre que les valeurs expérimentales. Cependant, dans certains cas, les contraintes différentielles sont sous-estimées pour les échantillons déformés à 200-300°C. Il en résulte soit que la solution optimale a été mal définie, ce qui ne semble pas être le cas, soit que la valeur constante de 10 MPa doit être discutée.

M. Rocher a montré dans sa thèse que pour une valeur du seuil constante, les contraintes différentielles calculées pouvaient être énormément sur- ou sous-estimées (de l'ordre de 50%) si le pourcentage de macles retenu dans le calcul du tenseur différait de 5% de part et d'autre de la solution optimale. Ceci est en accord avec les conclusions obtenues récemment, où seule une variation de 1 à 2% autour de la solution optimale du nombre de macles incorporées est compatible avec la stabilité de la valeur obtenue. La définition de la solution optimale, fondée à la fois sur des critères de qualité (pourcentages de plans non maclés pris en compte, fonction de pénalisation) et de stabilité des paramètres calculés est donc un point crucial pour la méthode.

c) Calibration du seuil de maclage à partir des données expérimentales

L'utilisation alternative des résultats expérimentaux consiste à estimer le seuil de maclage en considérant la solution retenue comme optimale et en prenant les valeurs des contraintes différentielles appliquées au cours de l'expérience. Nos travaux confirment d'une part que le seuil diminue très légèrement quand la température augmente, mais surtout soulignent l'effet du "strain hardening". Elles montrent cependant que dans les conditions de faible déformation et de faible température qui caractérisent les contextes étudiés, et bien que les hétérogénéités jouent un rôle important, la valeur du seuil de maclage peut être raisonnablement considérée comme constante et de l'ordre de 5-7 MPa pour une quantité de déformation de 1,5-2%, une température entre 0° et 100°C, et des cristaux de taille 200-300 µm.

Les calcaires à gros grains étudiés au cours de mes travaux présentent des macles e très fines (une fraction de micron) et rectilignes, qui traversent les cristaux (à extinction franche) sur toute leur longueur. Ces calcaires ont probablement subi une déformation très faible, tout au plus de 1% à 2%, dans des conditions de température inférieure à 200°C, et sous des pressions de confinement n'ayant vraisemblablement pas excédé 50-70 MPa (2000-3000m). Les travaux expérimentaux fournissent de bons arguments en faveur d'une valeur constante du seuil de maclage pour une taille de cristaux donnée et montrent que l'hypothèse sur laquelle repose la méthode pour l'étude de ces échantillons est justifiée. Elle devra cependant être complétée par la suite, par la réalisation de déformations expérimentales à basse température, sous des différentiels variant de 20 MPa (apparition du maclage dans l'hypothèse d'un seuil de maclage de 10 MPa) jusqu'à la rupture de l'échantillon.

Le corollaire déjà mentionné du fait que la déformation par maclage dépend très peu de la température est que quand la température augmente au delà de 300°C, la contribution relative du maclage à la déformation d'un agrégat cristallin décroît par rapport aux systèmes de glissement r et f activés à haute température (en particulier, le glissement r devient plus important entre 400 et 650° : Weiss et Turner, 1972). Cette faible compétitivité du maclage à haute température est due au fait que (1) le phénomène de diffusion, qui est favorisé à haute température, n'intervient pas dans le maclage (Tullis, 1980), et (2) la nucléation des macles nécessite des concentrations de contraintes locales comme par exemple des phénomènes de poinçonnement par des grains mal orientés pour macler, dont l'importance est réduite par la recristallisation qui se produit à haute température.

d) Détermination des grandeurs des paléocontraintes différentielles

Le tenseur réduit ayant été déterminé par inversion, l'accès au 5e paramètre du tenseur, qui est permis par l'existence d'un seuil de maclage constant, s'effectue comme suit :

$$(\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{réel}} = \frac{\tau_a}{\tau_a'} \times (\sigma_1 - \sigma_3)_{\text{tenseur}} = \frac{\tau_a}{\tau_a'}$$

Le résultat final est alors la détermination des 5 paramètres qui définissent le tenseur déviatorique responsable du maclage : les orientations de σ_1 , σ_2 et σ_3 , et les valeurs des contraintes différentielles $(\sigma_1 - \sigma_3)$ et $(\sigma_2 - \sigma_3)$.

La combinaison avec la mécanique des roches

Le maclage étant indépendant de la contrainte normale, l'inversion des données de macles ne donne accès qu'à la composante déviatorique du tenseur et pas à sa composante isotrope. Une méthode de détermination des 6 paramètres du tenseur de paléocontraintes réel, fondée sur l'analyse des macles de la calcite, des failles à stries et des lois de la mécanique des roches, a donc été mise au point, puis appliquée dans divers contextes. Son principe est résumé ici.

L'inversion des données de macles permet de déterminer les valeurs des contraintes différentielles ($\sigma_1 - \sigma_3$) et ($\sigma_2 - \sigma_3$). La valeur de la contrainte différentielle ($\sigma_1 - \sigma_3$) fixe l'échelle (le diamètre) du cercle de Mohr (σ_3, σ_1) associé au tenseur. L'état de contraintes est alors connu à un facteur isotrope près. Le paramètre manquant correspond soit à la valeur d'une des trois contraintes principales, soit à une relation supplémentaire entre leurs magnitudes, comme la pression moyenne $(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)/3$. Diverses sources d'information sont disponibles pour déterminer ce dernier paramètre :

1. L'enfouissement : à cause de la surface libre terrestre, une des trois contraintes principales est généralement verticale. La détermination de la paléoprofondeur d'enfouissement à l'époque de l'événement tectonique considéré fixe la magnitude de la contrainte verticale σ_v contemporaine de la déformation, donc la composante isotrope du tenseur. Cette méthode a été appliquée à l'estimation des ordres de grandeurs des magnitudes des paléocontraintes principales en contexte de bassin intracratonique. La valeur de σ_v ne prend cependant pas en compte la pression de fluides. En fait, avec une porosité ouverte, les contraintes effectives varient entre les contraintes effectives à sec (limite supérieure) et les contraintes effectives quand la roche est saturée en fluides (limite inférieure). La pression de fluides à l'époque de la déformation étant inconnue, nos estimations doivent être considérées comme des valeurs maximales. On notera à ce propos le développement récent de méthodes de quantification des paléocontraintes fondées sur l'analyse combinée de la fracturation et des inclusions fluides, ces dernières fournissant une information sur la pression de fluides (Lespinasse et Cathelineau, 1995; André et al., sous presse).

2. La friction : la courbe de friction permet de préciser les grandeurs des contraintes principales en fixant, par exemple, la position des cercles de Mohr le long de l'axe des contraintes normales, de telle sorte que les failles réactivées se projettent au-dessus de la courbe de friction.)

3. La néorupture : l'existence de la courbe de rupture intrinsèque de la roche permet de lier la taille du grand cercle de Mohr à une position donnée sur l'axe des contraintes normales : dans le diagramme de Mohr, le grand cercle (σ_3, σ_1) correspondant à un état de contraintes donné tangente cette courbe pour les fractures néoformées. La similitude des tenseurs reconstitués par l'analyse des failles et des macles indique qu'il s'agit de tenseurs "contemporains" à l'échelle des temps géologiques, c'est-à-dire liés au même épisode tectonique; de plus, la magnitude de la contrainte différentielle estimée à l'aide des macles correspond au pic de contrainte de l'événement, donc très probablement à la contrainte différentielle qui a provoqué la néorupture. Dans ces conditions, l'ajustement du cercle de Mohr (σ_3, σ_1) obtenu par les macles avec la courbe intrinsèque de rupture se justifie théoriquement et permet de fixer les valeurs de σ_1, σ_2 et σ_3 au moment de la rupture.

Cette approche combinée macles-mécanique des roches exigeant la connaissance des propriétés du matériau rocheux, les courbes intrinsèques à la fissuration et à la rupture du matériau ont été déterminées à partir d'essais mécaniques réalisés en collaboration avec J. Bergues du laboratoire de mécanique des solides de l'Ecole Polytechnique; des ordres de grandeurs des magnitudes des paléocontraintes principales au front de structures chevauchantes ont pu être proposés.

Quelques références

André A.S., Sausse J. et Lespinasse M., 2002. A new method for the quantification of paleostress magnitudes : sequential sealing of the Soultz-sous-Forêt vein system (Rhine graben, France), *Tectonophysics*, 336, 215-231

- Burkhard M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime : a review. *J. Struct. Geol.*, 15, 3-5, 351-368
- Craddock, J.P., and B.A. Van der Pluijm, 1989. Late Paleozoic deformation in the cratonic carbonate cover of eastern North America, *Geology*, 17, 416-419
- Craddock J.P., Jackson M., Van Der Pluijm B. et Versical R.T., 1993, Regional shortening fabrics in eastern north America : far-field stress transmission from the Appalachian-Ouachita orogenic belt. *Tectonics*, 12, 1, 257-264.
- Craddock J.P., et Van Der Pluijm B., 1999, Sevier-Laramide deformation of the continental interior from calcite twinning analysis, west-central North America, *Tectonophysics*, 305, 275-286
- Craddock, J.P., J.N. Kimberly, et D.H. Malone, 2002, Calcite twinning strain constraints on the emplacement rate and kinematic pattern of the upper plate of the Heart Mountain Detachment, *J. Struct. Geol.*, 22, 983-991.
- De Bresser, J.H.P., et C.J. Spiers, 1997. Strength characteristics of the r, f and c slip systems in calcite, *Tectonophysics*, 272, 1-23
- Dietrich D. et Song H., 1984. Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland. *J. Struct. Geol.*, 6, 19-32
- Ferrill, D.A., et R.H. Groshong, 1993a. Deformation conditions in the northern Subalpine Chain, France, estimated from deformation modes in coarse-grained limestones, *J. Struct. Geol.*, 15, 995-1006
- Ferrill, D.A., et R.H. Groshong, 1993b Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France, *J. Struct. Geol.*, 15, 523-541
- Ferrill D.A., 1998. Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestones. *Tectonophysics*, 285, 77-86
- Ferrill D.A., 1991. Calcite twin widths and intensities as metamorphic indicators in natural low-temperature deformation of limestone. *J. Struct. Geol.*, 13, 6, 667-675
- Ferrill D.A, Morris P., Evans , M. A., Burkhard M. , Groshong, R.H.. et Onasch C.M., 2004, Calcite twin morphology: a low-temperature deformation geothermometer, *J. Struct. Geol.*, 26, 8, 1521-1529
- Fry N., 2001. Stress space : striated faults, deformation twins and their constraints on paleostress, *J. Struct. Geol.*, 23, 1-9
- Friedman M. et Heard H.C., 1974. Principal stress ratios in cretaceous limestones from Texas Gulf coast. *Am. Ass. of Petrol. Geol. Bull.*, 58, 1, 71-78
- Friedman M. et Stearns D.W., 1971. Relations between stresses derived from calcite twin lamellae and macrofractures, Teton anticline, Montana. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 3151-3162
- Friedman M., Teufel L.W. et Morse J.D., 1976. Strain and stress analysis from calcite twin lamellae in experimental buckles and faulted drape-folds. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A283, 87-107
- Gairola, 1989. Calcite fabrics in the hinge zones of experimentally folded single layers of marble and limestone. *J. Struct. Geol.*, 11, 3, 343-347
- Gonzales-Casado, J.M., et C. Garcia-Cuevas, 1999. Calcite twins from microveins as indicators of deformation history, *J. Struct. Geol.*, 21, 875-889
- Groshong R.H., Pfiffner O.A. et Pringle L.R., 1984. Strain partitioning in the Helvetic thrust belt of Eastern Switzerland from the leading edge of the internal zone. *J. Struct. Geol.*, 4, pp 429-442
- Groshong, R.H., 1972. Strain calculated from twinning in calcite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 2025-2048
- Groshong, R.H., 1974. Experimental test of least-squares strain gage calculation using twinned calcite, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85, 1855-1864
- Handin J.W. et Griggs D., 1951. Deformation of Yule marble. Part II. Predicted fabric changes. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 62, 863-886
- Harris, J.H., et B.A. Van der Pluijm, 1998. Relative timing of calcite twinning strain and fold-thrust belt development: Hudson Valley fold-thrust belt, New York, USA, *J. Struct. Geol.*, 20, 21-31
- Heard H.C., 1960. Transition from brittle fracture to ductile flow in Solenhofen limestone as a function of temperature, confining pressure, and interstitial fluid pressure.
In : *Geol Soc. Am. Memoir*, n°79 "Rock deformation", Griggs D.T. et Handin J. eds, 193-226
- Heard H.C., 1963. The effect of large changes in strain rate in the experimental deformation of the Yule marble. *J. Geol.*, 71, pp 162-195
- Hung, J.-H., et C.-K. Kuo, 1999. Calcite twins for determining paleostrain and paleostress in the thrust front of the Taiwan collisional belt, *J. Geol. Soc. China*, 42, 209-232

- Etchecopar A., 1984. Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulation de déformations plastiques (approche mathématique). Unpublished thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 270p
- Jackson, M., J.P. Craddock, M. Ballard, R. Van der Voo, and C. McCabe, 1989. An hysteretic remanent magnetic anisotropy and calcite strains in Devonian carbonates from the Appalachian Plateau, New York, *Tectonophysics*, 161, 43-53
- Jamison W.R. et Spang J., 1976. Use of calcite twin lamellae to infer differential stresses. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 868-87
- Kohlstedt, D.L., et M.S. Weathers, 1980. Deformation-induced microstructures, paleopiezometers and differential stress in deeply eroded fault zones, *J. Geophys. Res.*, 85, 6269-6285
- Lacombe, O., et P. Laurent, 1992, Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data, *Tectonophysics*, 202, 83-93.
- Lacombe, O., et P. Laurent, 1996, Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples: Preliminary results, *Tectonophysics*, 255, 189-202.
- Lacombe, O., J. Angelier, P. Laurent, F. Bergerat, et C. Tourneret, 1990, Joint analyses of calcite twins and fault slips as a key for deciphering polyphase tectonics : Burgundy as a case study, *Tectonophysics*, 182, 279-300.
- Lacombe O., Bergues J., Angelier J. et Laurent P., 1991. Quantification des paléocontraintes à l'aide des macles de la calcite: l'exemple de la compression pyrénéo-provençale au front de la Montagne Sainte-Victoire (Provence). *C. R. Acad. Sc.*, t.313, II, 1187-1194
- Lacombe, O., P. Laurent, et J. Angelier, 1994, Calcite twins as a key to paleostresses in sedimentary basins: Preliminary results from drill cores of the Paris basin, in *Peri-Tethyan Platforms*, edited by F. Roure, pp. 197-210, Editions Technip, Paris.
- Lacombe O., 2001, Paleostress magnitudes associated with development of mountain belts: Insights from tectonic analyses of calcite twins in the Taiwan Foothills, *Tectonics*, 20, 6, 834-849
- Lacombe O., Laurent P. et Rocher M., 1996. Magnitude de la contrainte déviatorique pyrénéenne dans l'avant-pays nord-pyrénéen. *C. R. Acad. Sc.*, t.322, II, 229-235
- Lacombe, O., J. Angelier, et P. Laurent, 1993. Les macles de la calcite, marqueurs des compressions récentes dans un orogène actif: L'exemple des calcaires récifaux du sud de Taiwan, *C.R. Acad. Sci.*, Ser. II, 306, 1805-1813
- Lacombe, O., J. Angelier, M. Rocher, J. Bergues, H.-T. Chu, B. Deffontaines, et J.-C. Hu, 1996. Contraintes et plissement au front d'une chaîne de collision: L'exemple des calcaires récifaux pliocènes de Yutengping (Taiwan), *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167, 361-374
- Lacombe O., Angelier J. et Laurent P., 1992. Determining paleostress orientations from faults and calcite twins : a case study near the Sainte-Victoire Range (southern France). *Tectonophysics*, 201, 141-156
- Laurent P., 1984. Les macles de la calcite en tectonique : nouvelles méthodes dynamiques et premières applications. Thèse de Doctorat-ès-Sciences, Univ. Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 324p
- Laurent, P., H. Kern, et O. Lacombe, 2000, Determination of deviatoric stress tensors based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples, part II, Uniaxial and triaxial stress experiments, *Tectonophysics*, 327, 131-148.
- Laurent, P., P. Bernard, G. Vasseur, et A. Etchecopar, 1981, Stress tensor determination from the study of e twins in calcite: A linear programming method, *Tectonophysics*, 78, 651-660.
- Laurent, P., C. Tourneret, et O. Laborde, 1990, Determining deviatoric stress tensors from calcite twins: Application to monophased synthetic and natural polycrystals, *Tectonics*, 9, 379-389.
- Lepinasse M. et Cathelineau M., 1995, Paleostress magnitudes determination by using fault slip and fluid inclusions planes data. *J. Geophys. Res.*, 100, B3, 3895-3904
- Nemcok M., Kovac D. et Lisle R.J., 1999, A stress inversion procedure for polyphase calcite twin and fault/slip data sets, *J. Struct. Geol.*, 21, 597-611
- Newman J., 1994, The influence of grain size and grain size distribution on methods for estimating paleostresses from twinning in carbonates. *J. Struct. Geol.*, 16, 1589-1601
- Olsson W.A., 1974. Grain size dependence of yield stress in marble. *J. Geophys. Res.*, 79, pp 4859-4862
- Pfiffner O.A., 1982, Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps, *J. Struct. Geol.*, 4, 429-442

- Pfiffner O.A. et Burkhard M., 1987. Determination of paleo-stress axes orientations from fault, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae*, 1, 48-57
- Pfiffner O.A. et Ramsay J.G., 1982. Constraints on geological strain rates: arguments from finite strain states of naturally deformed rocks. *J. Geophys. Res.*, 87, 311-321
- Rocher, M., 1999. Déformations et paléocontraintes des avant-pays de chaînes de collision: Les piémonts occidentaux de Taiwan et le bassin sud-aquitain, Ph.D. thesis, Univ. P. et M. Curie, Paris, France
- Rocher, M., O. Lacombe, J. Angelier, et H.-W. Chen, 1996. Mechanical twin sets in calcite as markers of recent collisional events in a fold-and-thrust belt: Evidence from the reefal limestones of southwestern Taiwan. *Tectonics*, 15, 984-996
- Rocher M., Lacombe O., Angelier J., Deffontaines B. et Verdier F., 2000. Cenozoic folding and faulting in the North Pyrenean Foreland (Aquitaine Basin, France): insights from combined structural and paleostress analyses. *J. Struct. Geol.*, 22, 5, 627-645
- Rocher M., Baize S., Angelier J., Lozac'h Y., Lemeille F. et Cushing M., 2004, Intraplate paleostresses reconstructed with calcite twinning and faulting : improved method and application to the Lorraine platform area (eastern France), *Tectonophysics*, 387, 1-21
- Rowe K.J. et Rutter E.H., 1990. Paleostress estimation using calcite twinning : experimental calibration and application to nature. *J. Struct. Geol.*, 12, 1, 1-17
- Schmid S.M. et Paterson M.S., 1977. Strain analysis in an experimentally deformed oolitic limestone. In "Energetics of Geological Processes", Saxena K. et Battacharji S. edit., Springer-Verlag, New-York, 67-93
- Schmid S.M., Paterson M.S. et Boland J.N., 1980. High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65, 245-280
- Schmid S.M., Panozzo P. et Bauer S., 1987. Simple shear experiments on calcite rocks : rheology and microfabric. *J. Struct. Geol.*, 9, 5/6, 747-778
- Shelley D., 1992. Calcite twinning and determination of paleostress orientations : three methods compared. *Tectonophysics*, 206, 193-201
- Spiers C.J. et Rutter E.H., 1984. A calcite twinning palaeo- piezometer. In "Progress in Experimental Petrology", Henderson editor, N.E.R.C publication series, D25, 241-245
- Spiers C.J., 1979. Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400°C. *Bull. Mineral.*, 102, 282-289
- Spiers C.J., 1982. The development of deformation textures in calcite rocks. Ph.D thesis, University of London
- Spiers, C.J., et H.R. Wenk, 1980. Evidence for slip on r and f in the positive sense in deformed calcite single crystals, *EOS Trans. AGU*, 61, 1128
- Teufel, L.W., 1980. Strain analysis of experimental superposed deformation using calcite twin lamellae, *Tectonophysics*, 65, 291-309
- Tourneret, C., et P. Laurent, 1990. Paleostress orientations from calcite twins in the north pyrenean foreland determined by the Etchecopar inverse method, *Tectonophysics*, 180, 287-302
- Tourneret C. et Laurent P., 1991. A new computer method for rapid and precise determination of calcite crystallographic orientation from U-stage measurements. *Computers and Geosciences*, 17, 2, 251-269
- Tullis T.E., 1980. The use of mechanical twinning in minerals as a measure of shear stress magnitudes. *J. Geophys. Res.*, 85, 6263-6268
- Turner, F.J., 1953. Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles, *Am. J. Sci.*, 251, 276-298
- Turner, F.J., et H.C. Heard, 1965. Deformation in calcite crystals at different strain rates, *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 46, 103-126
- Turner, F.J., D.T. Griggs, et H.C. Heard, 1954. Experimental deformation of calcite crystals, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65, 883-934
- Turner F.J. & Orozco M., 1976. Crystal bending in metamorphic calcite and its relations to associated twinning. *Contrib. Min. Petrol.*, 57, 83-97
- Twiss, R.J., 1977. Theory and applicability of a recrystallized grain size paleopiezometer, *Pure Appl. Geophys.*, 115, 227-234
- Van der Pluijm, B.A., J.P. Craddock, B.R. Graham, et J.H. Harris, 1997. Paleostress in cratonic north America: Implications for deformation of continental interiors, *Science*, 277, 794-796

- Weathers, M.S., J.M. Bird, R.F. Cooper, et D.L. Kohlstedt, 1979, Differential stress determined from deformation-induced microstructures of the Moine thrust zone, *J. Geophys. Res.*, 84, 7495-7509
- Weiss L.E. et Turner F.J., 1972. Some observations on translation gliding and kinking in experimentally deformed calcite and dolomite. In "Flow and fracture of rocks", *Am. Geophys. Union*, 16, pp 65-108
- Wenk, H.R., H. Kern, P. VanHoutte, et F. Wagner, 1986. Heterogeneous strain in axial deformation of limestone, textural evidence, in *Mineral and Rock Formation: Laboratory studies*, *Geophys. Monogr.*, vol. 36, edited by B.E. Hobbs and H.C. Heard, pp 287-295, AGU, Washington, D.C.

Cours de Master 2 de O. Lacombe sur les macles de la calcite, version pdf téléchargeable sur le site <http://lacombe77.free.fr>