



ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN DE FÁBRICAS TECTÓNICAS EN ROCAS CARBONATADAS CÁLCICAS

Analysis and interpretation of tectonic fabrics in calcic carbonated rocks

Francisco José Fernández Rodríguez^{1*}, Ernie Rutter², Davie Prior³ y María del Carmen García-Cuevas⁴

¹ Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo.

* corresponding author: brojos@geol.uniovi.es

² Rock Deformation Laboratory, School of Earth, Atmospheric and Environmental Sciences, University of Manchester, M13 9PL, Manchester, UK

³ Geology Department, University of Otago, PO Box 56, Dunedin 9054, New Zealand

⁴ Departamento de Estudios MARCOR EBRO SA

Abstract: Two basic types of tectonic fabrics in limestone are differentiated, those of calc-tectonites and of non-tectonites. The limestone with both fabric types may display mechanical twinning, but the calc-tectonites also show crystallographic preferred orientation (CPO¹), while non-tectonite limestones predominantly show microstructures related to processes of pressure dissolution. Combined analysis of CPO¹ and shape preferred orientation (SPO¹) in calc-tectonites allows us to deduce the conditions and intensity of deformation. In addition, the relationship between twinning intensity and peak differential stress can be calibrated with asymptotic equations that show that differential stress decreases while the burial depth increases, in accordance with the crustal strength envelope that characterizes the regime of power law creep. The most usual values of peak differential stress within natural calc-tectonites developed at the greenschist facies conditions range between 150 and 300 MPa. The orientation and magnitude of the stress and the ellipsoid of finite strain attributable twinning can be measured by the study of the twinning orientation and its distribution along the fabrics of non-tectonite limestones, but only when the deformation is very small (<3%). The maximum differential stress attained for these rocks in natural conditions typically ranges between 8-300 MPa. The palaeostresses attainable under shallow crustal conditions are limited by the stress required to activate frictional sliding on faults (approximately given by Byerlee's rule, in which the differential stress for frictional sliding also increases with increasing depth). Here we review the assumptions and the limitations of the different structural petrographic methods used to constrain stresses operative during carbonate rock deformation, and highlight recent progress in techniques of calcite fabric analysis.

Key words: Calcite, tectonic fabric, palaeostress, strain, EBSD¹.

Resumen: Se diferencian dos tipos básicos de fábricas tectónicas en rocas carbonatadas cálcicas, las calco-tectonitas y las calizas no-tectonitas. Las rocas con ambos tipos de fábricas presentan calcitas con maclas mecánicas, pero las calco-tectonitas además muestran una orientación cristalográfica preferente (CPO) básicamente desarrollada por deformación plástica intracristalina, mientras que en las fábricas de calizas no-tectonitas predominan las microestructuras relacionadas con procesos de disolución por presión. El análisis combinado de CPO y de las fábricas de forma (SPO) en las calco-tectonitas permite deducir las condiciones e intensidad de la deformación. Además la relación entre la densidad de maclado y el esfuerzo diferencial se puede ajustar con ecuaciones asintóticas que muestran cómo el esfuerzo diferencial disminuye conforme aumenta la profundidad, de acuerdo con la curva de resistencia litosférica que caracteriza el régimen del creep de dislocaciones. Los valores más habituales de esfuerzo diferencial en deformación natural de calco-tectonitas desarrolladas en la facies de los esquistos verdes varían entre 150 y 300 MPa. La orientación y magnitud del elipsoide de esfuerzos y del elipsoide de deformación se podrían calcular mediante el estudio de la orientación del maclado y su distribución en las fábricas de calizas no-tectonitas sólo cuando la deformación es muy pequeña (<10-15%). El máximo es-

¹ Con el fin de evitar interpretaciones incorrectas de los acrónimos utilizados en el texto se ha optado por utilizar los acrónimos originales contruidos con las siglas del texto en inglés, puesto que son los habitualmente utilizados en la literatura científica, incluida la escritura en lengua castellana.

fuerzo diferencial para estas rocas varía entre los 8 y los 300 MPa. Los paleoesfuerzos alcanzables bajo condiciones corticales poco profundas están controlados por los esfuerzos que se necesitan para activar el deslizamiento friccional en las fallas (aproximadamente dado por la regla de Byerlee, en las que el esfuerzo diferencial aumenta conforme aumenta la profundidad). Hemos revisado las restricciones y presupuestos de los diferentes métodos petrográfico-estructurales utilizados para restringir los esfuerzos operativos durante la deformación de las rocas carbonatadas cálcicas y hemos destacado los recientes avances en el análisis de fábricas de calcita.

Palabras clave: Calcita, fábricas tectónicas, paleoesfuerzo, deformación, EBSD.

Fernández, F. J., Rutter, E., Prior, D. y García-Cuevas, C. (2011): Análisis e interpretación de fábricas tectónicas en rocas carbonatadas cálcicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 24 (1-2): 9-30

Las rocas carbonatadas representan aproximadamente el 10 por ciento de las rocas sedimentarias. Son las rocas más abundantes en las cuencas marinas de antepaís, donde la importante actividad de las cianobacterias se relaciona frecuentemente con su génesis (Castanier *et al.*, 1999). De forma ocasional las calizas también se pueden formar por precipitación abiótica en soluciones saturadas. Desde el punto de vista económico las calizas destacan como reservorios hidráulicos y de hidrocarburos; además son roca fuente de los principales yacimientos de plomo y zinc y también son una de las rocas con mayores aplicaciones ornamentales e industriales.

Huygens identificó en 1678 las maclas de calcita y Reusch propuso su origen mecánico en 1867 (Klassen-Neklyudova, 1964). También la deformación plástica intracristalina es un mecanismo habitual y ambos suelen actuar de forma combinada para acomodar la deformación. Las calizas se pueden deformar dúctilmente en condiciones ambientales mediante maclado mecánico y el análisis de su deformación es más sencillo de interpretar que el de otras rocas poli-minerálicas. Tal vez, estas características y el temprano conocimiento de algunas de sus propiedades mecánicas hicieron que las calizas fueran una de las rocas más utilizadas en ensayos de deformación experimental, especialmente en ensayos enfocados a la investigación de la deformación plástica intracristalina, la disolución por presión, el maclado mecánico y los procesos de recristalización dinámica. Desde los primeros experimentos con el mármol de Yule (Griggs y Miller, 1951; Turner *et al.*, 1954; Handin y Hager, 1958) o con el mármol de Wombey (Paterson, 1958) y el de Carrara (Rutter, 1972; 1974; Schmid *et al.*, 1980) se constató que los mármoles desarrollaban maclas mecánicas con extrema facilidad, especialmente en mármoles esparíticos.

Turner (1953) y Weiss (1954) propusieron el primer método para determinar la orientación de los máximos esfuerzos σ_1 y σ_3 , basándose en que la formación de maclas es más fácil cuando la orientación de la calcita favorece el cizallamiento del plano de macla en sentido positivo, es decir cuando el plano de macla se orienta a unos 45° de σ_1 (Fig. 1). Aunque este método sólo funciona cuando las maclas son pocas y delgadas. Sobre esta idea, fueron calibrados y refinados posteriormente otros métodos para la obtención de la orientación y magnitud del elipsoide de esfuerzos y de la deformación (Turner, 1962; Spang, 1972; Jamison y Spang, 1976; Laurent *et al.*, 1981; 1990; 2000;

Dietrich y Song, 1984; Pfiffner and Burkhard, 1987); o para la determinación de la deformación finita (Groshong, 1972).

Mientras que otros investigadores desarrollaron métodos de análisis paleopiezométrico (Friedman y Heard, 1974; Schmid *et al.*, 1980; Rowe y Rutter, 1990), al encontrar que existía una relación directa entre el esfuerzo diferencial y la actividad de maclado en rocas deformadas a temperaturas bajas. También, como es habitual en otros minerales (e.g. Twiss 1977), se puede utilizar el tamaño de granos nuevos producido por recristalización dinámica a alta temperatura para determinar la magnitud del esfuerzo diferencial. Schmid *et al.*, (1980) y Rutter (1995) han calibrado paleopiezómetros de este tipo.

Las *shape preferred orientations* (SPOs¹) de granos de las fábricas tectónicas desarrolladas en calizas se pueden relacionar en ocasiones con las *crystallographic preferred orientations* (CPOs). El tipo habitual de CPO producido durante acortamiento asimétrico (a baja temperatura, cuando el maclado es activo como un mecanismo de deformación) es denominado de tipo ‘e’ y se caracteriza por una orientación del polo del plano de macla (*e*) (Fig. 1) paralelo al máximo esfuerzo compresivo (Spiers, 1979). Así, la importante actividad del maclado mecánico caracteriza a la formación de fábricas “tipo e” de baja temperatura (Wenk *et al.*, 1973; Spiers, 1979; Schmid *et al.*, 1981). Conforme aumenta la temperatura y disminuye el esfuerzo diferencial las fábricas sometidas a acortamiento uniaxial se transforman a “tipo e+a/h” (Fig. 1). Aunque si se modifica el tipo de deformación la apariencia de la fábrica puede cambiar, como evidenciaron Rutter *et al.*, (1994) cuando se comparan las fábricas desarrolladas en compresión con las formadas bajo extensión, o si las fábricas se desarrollan por torsión (Casey *et al.*, 1998; Pieri *et al.*, 2001a, 2001b). La simulación numérica de CPOs de calcita ha sido especialmente difícil. El modelo de Taylor-Bishop y Hill es utilizado por Lister (1978) para simular las fábricas “tipo e+a/h” en donde se puede asumir que la deformación es homogénea, y en consecuencia actúan varios sistemas de deslizamiento a la vez. Esto sólo ocurre a altas temperaturas donde la actividad del maclado requiere unos esfuerzos diferenciales superiores a los otros sistemas de deslizamiento, mientras que a baja temperatura donde el maclado es el único sistema activo, la deformación es demasiado heterogénea y en consecuencia el modelo de Taylor-Bishop y Hill no es aplicable.

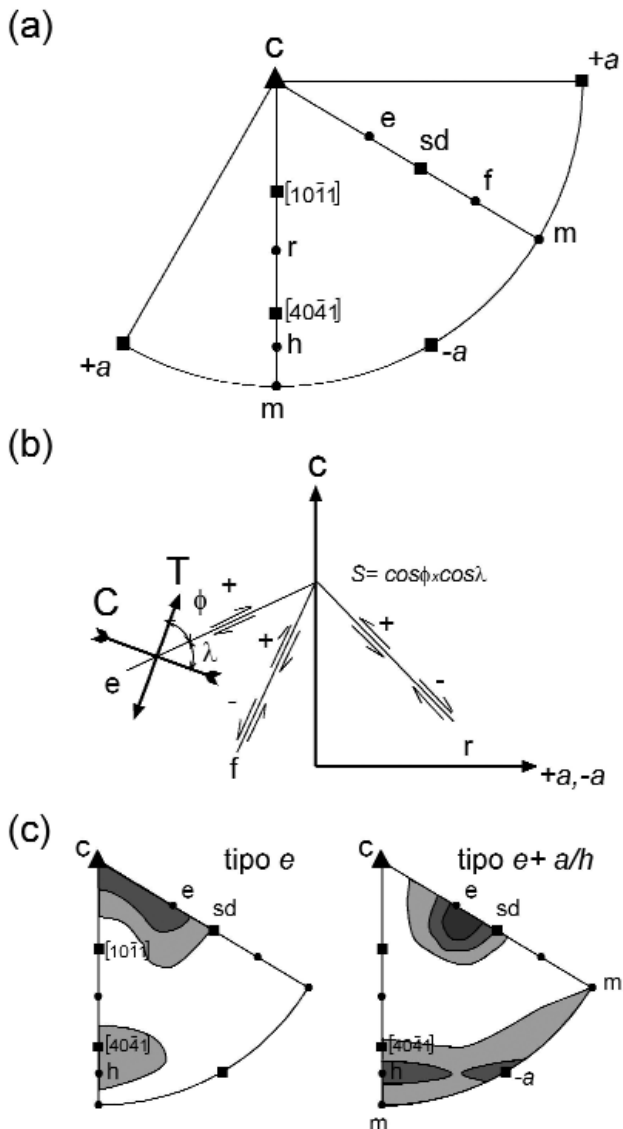


Fig. 1.- (a) Proyección estereográfica de los principales polos de plano (círculos) y direcciones de deslizamiento de la calcita (Se proyecta sólo un sector de 120° , de acuerdo con su simetría). (b) Convenio de sentido positivo y negativo de deslizamiento del plano de macla e y los planos de clivaje f y r respecto del eje óptico c . Se muestra la posición del eje C (esfuerzo principal σ_1) y T (esfuerzo principal σ_3) de acuerdo con el modelo de maclado de Turner (desde Turner *et al.*, 1954). Los ángulos ϕ y λ determinan el factor de Schmid (S_1), de manera que $S_{1\max} = \cos\phi \times \cos\lambda = \cos 45^\circ \times \cos 45^\circ = 0,5$. (c) Las figuras de proyección inversa (IPF) muestran la dirección del eje de compresión σ_1 respecto a las coordenadas del cristal en condiciones ideales desarrolladas por dominio de la actividad del maclado mecánico (tipo e) o cuando el maclado mecánico está subordinado a la actividad de otros sistemas de deslizamiento (tipo $e+a/h$). Ver también figuras 13 y 14.

Los estudios de las CPOs naturales en calco-tectonitas desarrolladas en los Mantos Helvéticos (Dietrich y Song, 1984) y los Urales (Fernández *et al.*, 2004) han servido para constatar que los ejes c presentan una intensa orientación, sub-perpendicular a la dirección de la traza de la cadena y paralela a la dirección de máximo acortamiento de las SPOs-oblicuas desarrolladas por cizalla simple. Las condiciones metamórficas en ambas calco-tectonitas son propias de los esquistos verdes y los esfuerzo diferenciales máxi-

mos, calculados utilizando los tamaños de granos recrystalizados en el caso de los Mantos Helvéticos (Pfiffner, 1982) y utilizando el método de Rowe y Rutter (1990) en los Urales, son similares (230 ± 40 MPa) y comparables a los calculados en calco-milonitas asociadas a la falla de desgarre destral del Karakorum cuya deformación se produce en la transición frágil-dúctil y a una velocidad de deslizamiento media de entre 3 y 11 mm/año (Rutter *et al.*, 2007). Sin embargo, el análisis de paleoesfuerzos basados en maclas mecánicas de calizas *no-tectonitas* (es de decir, calizas deformadas sin actividad de sistemas de deslizamiento excepto maclado, y por tanto, sin desarrollo de fábrica tipo SPO) del N del Pirineo (Tourneret y Laurent, 1990) y de la Cadena Subalpina (Ferrill, 1998) indican valores muy inferiores (50 ± 30 MPa) a pesar de que la orientación del campo de esfuerzos que se deduce de este análisis sea similar al que aportan los análisis basados en las calco-tectonitas. Estas notables diferencias podrían indicar quizás que los métodos de determinación de paleoesfuerzos aplicados están mal calibrados (Ferrill, 1998), pero también indican que los diferentes métodos paleopiezométricos sólo se pueden aplicar en unas condiciones concretas, según se desarrollen calco-tectonitas o fábricas de calizas no-tectonitas. Aunque lo que marca la diferencia más importante es que algunas de estas calibraciones están basadas en experimentos llevados a cabo en calizas con porosidad, donde el esfuerzo diferencial medido está condicionado por la porosidad. En ensayos como los realizados con las calizas de Indiana (i.e: Ferrill, 1998; Jamison y Spang, 1976) aparentemente la actividad del maclado puede ser demasiado alta para los bajos esfuerzos de fluencia medidos, porque utilizar calizas porosas para calibrar la actividad del maclado mecánico es inadecuado. En este sentido, Evans y Dunne (1991) proponen un modelo tectono-térmico para el emplazamiento de los cabalgamientos en la parte central de los Apalaches en donde se define un límite reológico entre las calco-tectonitas y el resto de fábricas desarrolladas en calizas deformadas básicamente por procesos de disolución por presión. Según estos autores, la distribución de estos dos tipos básicos de fábricas tectónicas es aproximadamente paralela a la paleo-isoterma de la cuña orogénica.

Las fábricas tectónicas de rocas carbonatadas cálcicas son muy útiles en el análisis estructural, pero también ha quedado evidente la complejidad de su análisis e interpretación (Turner y Weiss, 1963, Burkhard, 1993). El objeto de este trabajo es realizar una revisión del conocimiento sobre las fábricas tectónicas de estas rocas, resaltando tanto las aportaciones generalmente admitidas, como las restricciones de los métodos y sus asunciones. Con ello se pretende facilitar la investigación e interpretación de fábricas tectónicas de calcitas en futuros trabajos y proponer nuevos experimentos.

Conceptos básicos, preparación de muestras y tratamiento de resultados

Las rocas carbonatadas cálcicas están formadas fundamentalmente por cristales de calcita (CaCO_3), o por su polimorfo inestable el aragonito. A veces también contienen

crisales de dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$). Las calizas se clasifican por su tamaño de grano en dos tipos básicos (i) las esparitas con tamaños de calcita $> 10 \mu\text{m}$ y (ii) las micritas (tamaños de calcita $< 4 \mu\text{m}$). La calcita tiene simetría trigonal y pertenece al grupo $3m$ (Fig. 1). Tiene una alta birrefringencia ($\Delta n = 0,16 - 0,24$) y puede ser parcialmente biáxica (Turner, 1975).

En consecuencia, la mejor opción para determinar las posiciones del eje c y del plano de macla e mediante la platina universal es preparar láminas ultradelgadas ($\approx 5 \mu\text{m}$) de doble cara pulida (APÉNDICE 1). La alta birrefringencia de la calcita no permite la determinación de la posición del eje c en láminas de grosor estándar ($\approx 30 \mu\text{m}$) y al ser parcialmente biáxica es necesario comprobar el ángulo $c^e \approx 26^\circ$ para eliminar las posibles determinaciones erróneas. Cada calcita se puede maclar en tres direcciones en las que cada plano de macla e se puede cizallar en la dirección r ; pero sólo en sentido positivo (Fig. 1b); por eso los planos de macla que se orientan con sentido opuesto al de deslizamiento se denominan racionales y los que se orientan en el mismo sentido se denominan sistemas irracionales.

Debido a estas características, la determinación de la orientación del eje c y del plano de macla e por microscopía óptica convencional es bastante tediosa (Turner y Weiss, 1963), por lo que se han desarrollado otras técnicas analíticas. La más utilizada en la actualidad es la microscopía electrónica de barrido (SEM). La muestra se analiza por la técnica basada en la medida del ángulo de difracción que los electrones retro-dispersados (EBSD) forman con la superficie de la muestra sobre la que inciden y que satisfacen la Ley de Bragg. Los electrones retro-dispersados son captados por una pantalla de fósforo o por papel fotográfico. El detector de EBSD se coloca de manera que la superficie de la muestra es muy oblicua al haz incidente de electrones y sub-paralela al detector (Fig. 2a). De esta forma se consigue que los electrones retro-dispersados incidan lo más perpendicularmente posible sobre la pantalla de fósforo o la película fotográfica para que capten con la menor distorsión posible las líneas de Kikuchi. Estas líneas son el resultado de una vibración térmica atómica inelástica que se produce en los electrones retro-dispersados como consecuencia del fenómeno de la difracción. Su configuración y simetría se corresponde a la orientación cristalográfica del punto de la red cristalina donde se ha producido la difracción de electrones con respecto a un sistema de referencia externo (Fig. 2b). Esta técnica ha permitido un ahorro enorme de tiempo, y además presenta una resolución angular de 3° y espacial de $0,25\text{-}1 \mu\text{m}$ en función del tipo de filamento usado (Prior *et al.*, 1999).

Con el EBSD se pueden usar varios tipos de muestras, incluidas las láminas delgadas estándar. Lo más importante es que el pulido y el metalizado de la superficie de la muestra a analizar sea el adecuado (APÉNDICE 2), puesto que una topografía muy irregular o la contaminación durante el metalizado debilitan el fenómeno de la difracción y en consecuencia disminuye la calidad de la imagen de las bandas de difracción detectadas. Además, conforme el software de interpretación de las líneas de Kikuchi ha ido mejorando

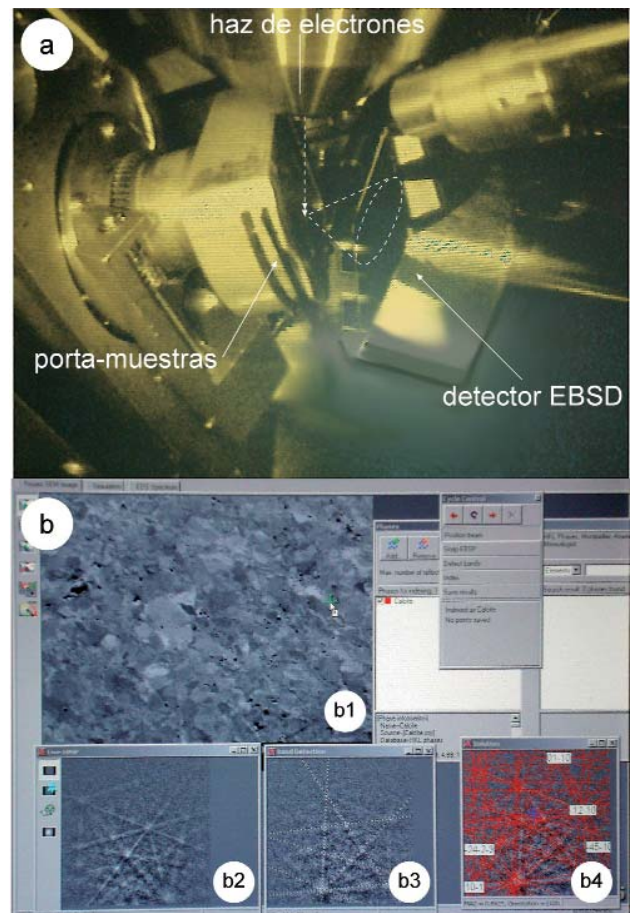


Fig. 2.- (a) Monitor del SEM donde se muestra la configuración del EBSD preparado para comenzar el análisis: la orientación simétrica de la pantalla de fósforo y la muestra analizada respecto al haz incidente de electrones ($\approx 70^\circ$). (b) Monitor del SEM donde se muestran en distintas ventanas el proceso de indexado para la obtención de la CPO de una fábrica de calcitas utilizando el software CHANNEL 5: (b1) ventana en donde se muestra la imagen de electrones secundarios del sector de la muestra analizada. El cursor sobre la cruz muestra el punto analizado; (b2) ventana en donde se muestran las bandas de Kikuchi detectadas por la pantalla de fósforo para el punto analizado. (b3) ventana en donde se muestran las bandas que el software CHANNEL 5 utiliza en la interpretación de la orientación. (b4) ventana en donde se muestra la solución de orientación propuesta por el software para las bandas detectadas.

para materiales geológicos (i.e. HKL CHANNEL 5 Flamenco de Oxford Instruments), se ha podido generalizar el análisis EBSD en modo automático. El modo automático reduce más el tiempo de análisis, con la consiguiente disminución de pérdida de imagen por carga electromagnética de la muestra. Además, las imágenes de contraste de orientación y la de los mapas estructurales (Fig. 3), son mucho más precisas. El número de determinaciones analíticas es función del tamaño de la malla de barrido que se programa en el SEM y del paso de malla (*step size*). El tamaño de esta malla se debe calcular de acuerdo a la finalidad del trabajo. Por ejemplo, para mármoles de tamaño de granos medio ($100\text{-}200 \mu\text{m}$) es suficiente una malla de $2300 \times 1700 \mu\text{m}$ con un tamaño de paso malla $10 \mu\text{m}$; lo que permite obtener 39100 puntos de análisis en tan sólo 36 mi-

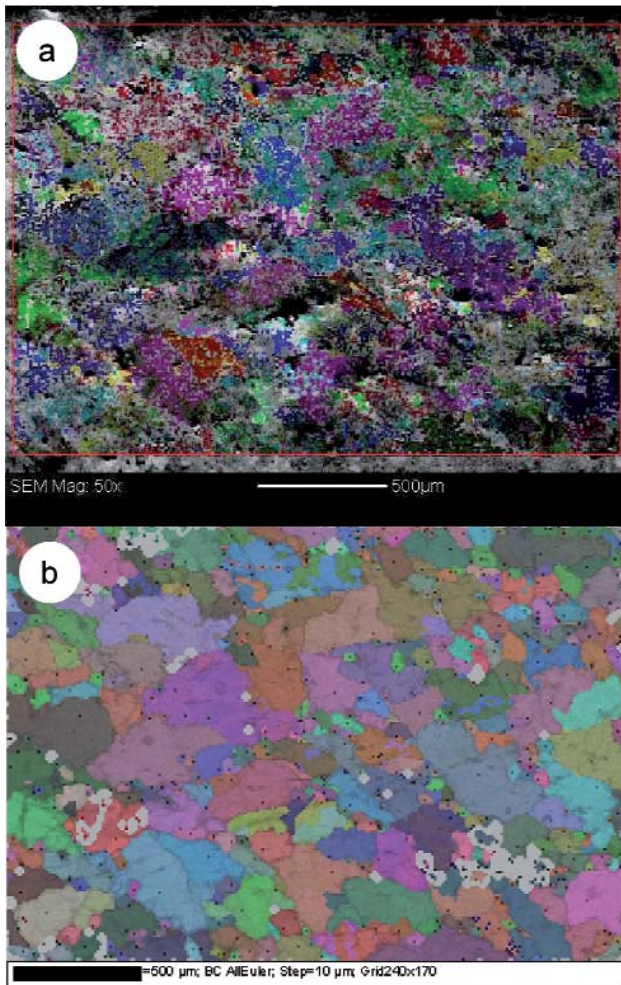


Fig. 3.- Imágenes de contraste de orientación (a) y mapa estructural (b) de la muestra JE973b correspondiente a una caliza espáritica con tamaño de grano medio de 144 μm , muestreada próxima a la zona de sutura de la Isla La Española (Península de Samana). Los colores muestran la CPO. El tamaño de paso de malla para el análisis en modo automático fue de 10 μm y se analizó una malla 2300x1700 μm correspondiente a los píxeles en color del recuadro rojo de la fotografía (a).

nutos. En caso de querer hacer un análisis de detalle hay que disminuir el paso de malla. Para escoger bien el tamaño de paso de malla resulta muy conveniente hacer un análisis previo de la fábrica SPO. De esta manera se puede determinar cuantitativamente la distribución modal del tamaño de grano y su frecuencia, así como la orientación, asimetría e irregularidad de bordes de grano. Teniendo en cuenta estos parámetros se determina el tamaño de malla de barrido óptimo y es posible interpretar la relación entre las CPOs y las SPOs. Para realizar los análisis de SPO se pueden seguir diferentes procedimientos y programas (i.e: Panozzo, 1983; 1984; Fernández *et al.*, 2005).

Mecanismos de deformación

El maclado mecánico y las microestructuras relacionadas con la disolución por presión son los principales mecanismos que actúan en el desarrollo de las fábricas de calizas no-tectonitas mientras que en las calco-tectonitas son el maclado y la deformación plástica intracrystalina, junto con

otros mecanismos de acomodación como son la recristalización dinámica, el flujo de transferencia de masa por difusión y el deslizamiento de bordes de grano.

El maclado mecánico y la deformación plástica intracrystalina no producen cambio de volumen durante la deformación y por lo tanto no son sensibles a cambios en la presión medida. Generalmente actúan de forma combinada dependiendo del tamaño de calcita medio, la temperatura y la velocidad de deformación. Las calco-tectonitas se pueden clasificar de acuerdo con estos criterios en tres tipos básicos: (i) Calco-tectonitas de baja temperatura (Fig. 4a); en las que domina la deformación por maclado mecánico sobre la deformación plástica intracrystalina acomodada por recristalización dinámica por rotación de bordes de sub-grano. (ii) Calco-tectonitas de alta temperatura (Fig. 5); la deformación plástica intracrystalina se acomoda por recristalización dinámica por migración de bordes de grano y este proceso domina sobre el maclado mecánico. (iii) Calco-milonitas de grano fino (Fig. 4b y c), donde dominan los procesos de recristalización dinámica y son posibles los mecanismos de transferencia de masa por difusión y de deslizamiento de borde de grano que debilitan la CPO.

La deformación plástica intracrystalina consiste en la producción de dislocaciones o defectos en la estructura de la calcita y su movimiento a través de la red como consecuencia del campo de esfuerzos al que es sometido el cristal. A mayor velocidad de deformación, mayor densidad de dislocaciones. La migración de las dislocaciones a través del cristal es posible a partir de un umbral de temperatura. Cuando la energía térmica del cristal es lo suficientemente alta la dislocación se mueve. El movimiento se produce sobre determinados planos, denominados planos de deslizamiento y entre dos posiciones estables en la red de la calcita. En consecuencia los planos cristalográficos más favorables serán aquellos en los que las dislocaciones, en función de su orientación respecto del campo de esfuerzos, tengan que recorrer menor distancia entre dos puntos estables de la estructura y en la dirección de deslizamiento. El esfuerzo diferencial requerido para producir deslizamiento se denomina esfuerzo de cizalla crítico (τ_c). El factor de Schmid (S) determina la influencia de la orientación del campo de esfuerzos respecto del plano sobre el que se produce el deslizamiento (Fig. 1b). De manera que si se cumple:

$$|\sigma_1 - \sigma_3| S \geq \tau_c \quad (1)$$

entonces se produce deslizamiento y en consecuencia la dislocación migra a través de la red, siendo $|\sigma_1 - \sigma_3|$ el esfuerzo de fluencia.

De forma similar se produce el maclado mecánico. Pero en este caso el τ_c es necesario para distorsionar la red produciendo una rotación por cizalla simple sobre el plano de macla y el factor de Schmid para resolver el sistema de maclado se denomina S_f . El maclado mecánico se puede entender como un mecanismo de cizalla simple perfecto. La cizalla se produce paralela al plano de macla e con una deformación angular de $34,5^\circ$ que produce una rotación del eje c en la lamela maclada del cristal de $52,5^\circ$ hacia la dirección del máximo esfuerzo compresivo (Fig. 6a). La notación de los índices de Miller, para el sistema e utilizando

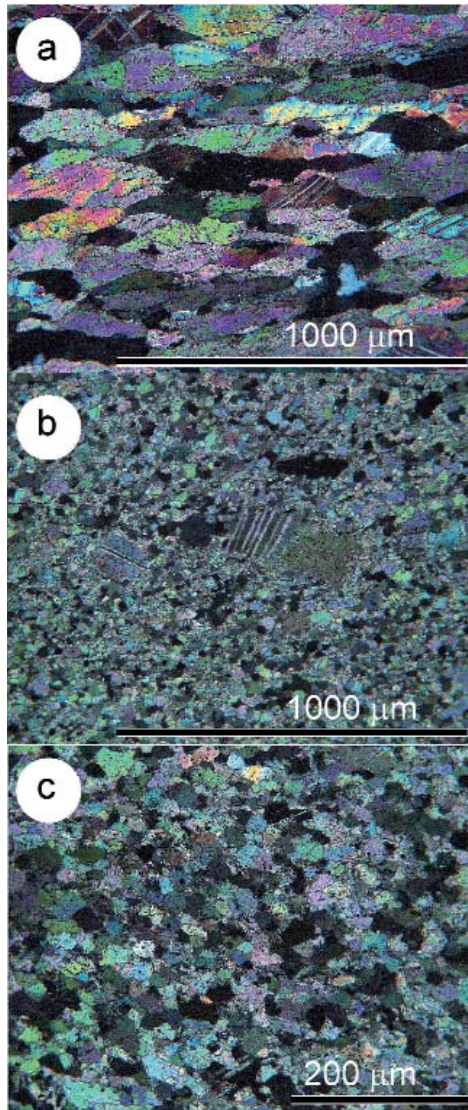


Fig. 4.- Calco-tectonita de baja temperatura desarrolladas en condiciones naturales. Láminas ultradelgadas y nicoles cruzados (a) caliza de Vegadeo muestreada cerca del límite entre las zonas Centro-Ibérica y la Asturoccidental-Leonesa, en la rama S del Varisco europeo, deformada en condiciones de los esquistos verdes. No se observa recristalización dinámica, únicamente elongación de las calcitas y maclas de tipo I y II; (b) Calco-milonita SSZ-1 muestreada en la base del prisma de acreción del S de los Urales y deformada en facies de los esquistos verdes (Fernández *et al.*, 2004); en la fábrica de cristales recristalizados se pueden observar algunos porfiroclastos con maclas de tipo II; (c) Calco-milonita DB95-9, de la misma localidad que SSZ-1, en la que se puede observar cómo incluso los cristales recristalizados están elongados y maclados.

una unidad de celda $c = 17A$ es{1018}(4041). El deslizamiento sólo se produce en sentido positivo (Figs. 1b y 6a) y el vector de Burgers en esta dirección mide tan sólo $\vec{b} = 1,27 \text{ \AA}$.

Las calcitas son cristales extraordinariamente débiles porque la formación de maclas mecánicas requiere sólo $\tau_c < 10 \text{ MPa}$ en cristales simples o en cristales de gran tamaño, en los que la influencia sobre el esfuerzo efectivo de la terminación de macla en la proximidad del borde de grano es despreciable (Turner *et al.*, 1954; Friedman, 1967). Aun-

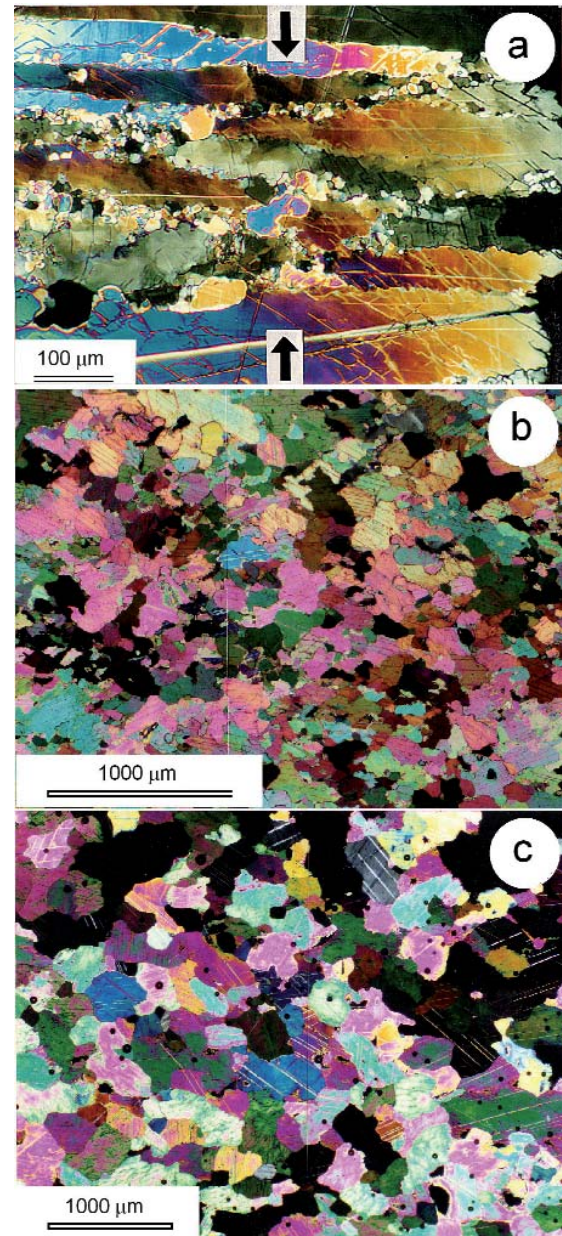


Fig. 5.- Calco-tectonitas de alta temperatura desarrolladas en mármol de Carrara por deformación experimental (Rutter, 1995). Láminas ultradelgadas y nicoles cruzados, dirección de compresión vertical (a) Muestra 25 deformada en extensión ($\approx 600\%$) a 700°C , $3 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ y esfuerzos diferenciales de $\approx 210 \text{ MPa}$; mostrando un estadio inicial de la recristalización dinámica por rotación de bordes de sub-grano, que eventualmetne puede afectar a toda la muestra y reducir drásticamente su tamaño de grano; el deslizamiento de las maclas irracionales de tipo I, favorece el aumento de irregularidades en las maclas racionales gruesas, sobre algunas de las que se disponen los dominios de los cristales recristalizados. (b) Muestra 31 deformada en compresión ($\approx 35\%$) a 900°C , $8,5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ y esfuerzos diferenciales de $\approx 35 \text{ MPa}$; la fábrica se caracteriza por calcitas de bordes irregulares con abundancia de puntos triples y tamaños heterométricos, en los que los más finos son cristales recristalizados por migración de borde de grano y definen débilmente una foliación. (c) Muestra 29 deformada en compresión ($\approx 31\%$) a 900°C , $8,5 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ y esfuerzos diferenciales de $\approx 15 \text{ MPa}$; fábrica homogénea formada por calcitas de bordes rectos y abundantes puntos triples. Tanto en esta muestra como en la muestra 31 la alta densidad de las maclas en algunos cristales y su forma (tipo I) indican que el maclado se produjo a baja temperatura.

que la propagación de las lamelas macladas sea probablemente similar a la de las grietas de tensión, la resistencia de propagación de las maclas es mayor conforme el tamaño de grano se hace más pequeño y en consecuencia no se puede asumir un único valor para τ_c . Además, la cantidad de deformación que se puede acomodar por maclado mecánico es pequeña, puesto que la cantidad de deformación por maclado es proporcional a la parte maclada del cristal. La máxima deformación por cizalla que podría acomodar un cristal es $\gamma = \tan(34,5^\circ) = 0,687$, si estuviera maclado el 100 % del cristal, en cuyo caso no se reconocería el plano de macla (Fig. 6b). Aunque las calcitas de los agregados policristalinos nunca llegan a maclarse completamente por el efecto que producen los relictos triangulares en los bordes de grano. Estos relictos se generan durante la migración lateral de las paredes de las lamelas macladas a alta temperatura, conforme aumenta proporcionalmente la parte maclada del cristal (Fig. 7a).

La deformación por maclado mecánico es heterogénea debido a los cizallamientos discontinuos a la escala de grano con la formación de cristales lamelares maclados. Además en un agregado policristalino de calcita deformado por maclado no todas las calcitas del agregado se maclan y, las que lo están, no se maclan en igual proporción. Por lo tanto su comportamiento mecánico a baja temperatura podría estar más próximo a los supuestos teóricos del modelo de deformación plástica de Sachs (1928), en el que se asume que el esfuerzo es homogéneo, mientras que en condiciones de alta temperatura el análisis de Taylor-Bishop-Hill que presupone deformación homogénea es el que permite predecir el tipo de fábricas que se desarrollan (Spiers, 1979). Además, las calcitas macladas pueden producir endurecimiento por deformación, si el aumento de la irregularidad en los bordes de grano genera incompatibilidades mecánicas. A baja temperatura el endurecimiento por deformación se suele acomodar por mecanismos de disolución por presión, mientras que a alta temperatura por procesos de recrystalización dinámica (Fig. 5). En consecuencia, el maclado mecánico es un mecanismo que actúa tanto en las calizas no-tectonitas en combinación con los procesos de disolución por presión, como en las calco-tectonitas en combinación con la deformación plástica intracrystalina y otros mecanismos, en función de las condiciones de deformación.

La recrystalización dinámica se produce durante el creep de dislocaciones, cuando el esfuerzo de fluencia es demasiado bajo para producir maclado mecánico (Rutter, 1995). Como ocurre con otras fases minerales, la recrystalización en las calcitas comienza con el aumento de la irregularidad de bordes de grano y la producción y rotación de subgranos (*grain boundary rotation* o GBR) (Fig. 5a) y continúa con la migración de bordes de grano (*grain boundary migration* o GBM) si las condiciones de temperatura son suficientemente elevadas (Fig. 5b y 5c). En este sentido es importante tener cuidado en diferenciar correctamente GBR de GBM sobre la base de las evidencias microestructurales. Entonces, la reducción progresiva de tamaño de grano que se produce por recrystalización dinámica durante el creep de dislocaciones podría estar en parte compensado

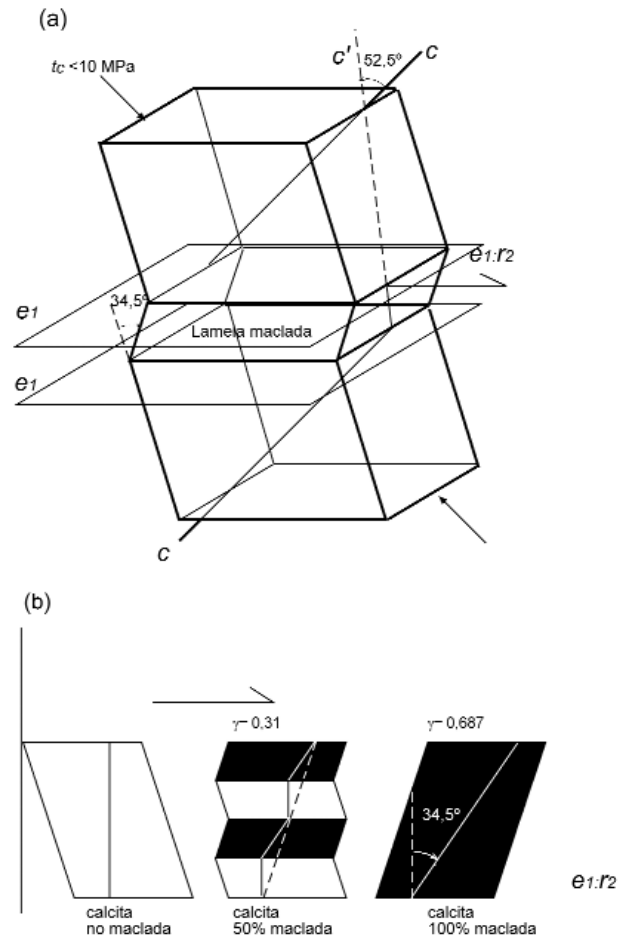


Fig. 6.- (a) Lamela maclada $\{01\bar{1}2\}$ en un cristal de calcita. El plano de macla e_1 es horizontal y perpendicular al dibujo; C y C' son los ejes ópticos del cristal indeformado y de la lamela maclada; $[e_1 : r_2]$ es la dirección impuesta de deslizamiento y el sentido está indicado con una flecha. También se indica con una flecha la posición del esfuerzo de cizalla crítico τ_c y su valor para cristales simples. (b) la deformación por cizalla en una calcita es proporcional a su parte maclada siendo siempre $\gamma < 0,687$.

por el crecimiento de grano sin-deformacional (De Bresser *et al.*, 2001). En consecuencia, el tamaño de grano de un material recrystalizado debe tender a auto-regularse en un tamaño entre las 10-4 μm , próximo al límite entre el *creep* de dislocaciones y el *creep* por difusión. De hecho, Austin y Evans (2007) sugieren que la evolución del tamaño de grano durante la deformación depende de la energía interna acumulada durante el creep de dislocaciones, de manera que si no se genera trabajo mecánico la evolución del tamaño de grano en condiciones dinámicas debe ser igual a la velocidad de crecimiento en condiciones estáticas. Aunque Herwegh y Berger (2003) no encuentran una correlación entre el crecimiento de cristales de calcita investigados en la aureola de contacto del plutón de Adamello (Alpes del Sur) con las calibraciones experimentales, interpretan este hecho como debido a la influencia de la porosidad y de otras fases minerales que pueden estar presentes en la naturaleza y no han sido todavía suficientemente investigadas en el laboratorio. En ultramilonitas, y en general en calizas de grano fino tipo Solnhofen, con desarrollo de una microestructura equi-granular (Fig. 8a) es frecuente el flujo

superplástico en donde el creep de difusión se acomoda por deslizamiento de borde de grano (*grain boundary sliding o GBS*) (Fig. 8b). En efecto, el paso de una textura deformada sin recristalización dinámica a otra deformada en condiciones de mayor temperatura, con dominio de la recristalización dinámica (milonitas y ultramilonitas) implica una disminución del valor aparente del τ_c (Pieri *et al.*, 2001b). Esto se debe interpretar en el sentido de que al aumentar la temperatura los sistemas de deslizamiento activos requieren menor τ_c que los activados a bajas temperaturas.

Por último indicar que el desarrollo cíclico de venas es frecuente en cualquiera de los tres tipos de calco-tectonitas. Este fenómeno se puede interpretar como producido por efecto del endurecimiento por deformación bajo condiciones de régimen de flujo de estado estable, o como consecuencia de un aumento en la presión de fluidos, aunque no existen evidencias experimentales de que ello ocurra, o en la tasa de deformación.

El campo de estabilidad del maclado mecánico de la calcita

El maclado mecánico de calcita no depende directamente de la temperatura, aunque empíricamente se sabe que la producción de maclas en las calcitas abarca un rango que va desde temperatura ambiente hasta $\approx 700^\circ\text{C}$, donde generalmente los esfuerzos diferenciales son demasiado bajos para la activación de maclado mecánico para todo el rango de velocidades de deformación (entre 10^{-4} s^{-1} y $3 \times 10^{-8}\text{ s}^{-1}$) (Rutter *et al.*, 1994; Rutter, 1995; Casey *et al.*, 1998). Como además, los esfuerzos diferenciales son inversamente proporcionales a los tamaños de granos producidos por recristalización dinámica, cuando la temperatura de recristalización sea suficientemente alta y los esfuerzos de fluencia lo suficientemente bajos, deben existir unas condiciones para las que el maclado mecánico no es efectivo. En este mismo sentido, Rowe y Rutter (1990) interpretan que la dificultad del desarrollo de maclas en cristales de pequeño tamaño ($< 4\ \mu\text{m}$) es debida a que su proximidad a

los bordes de grano bloquean el crecimiento de la macla (Fig. 8a). El desarrollo de la macla es similar al de las grietas de cizalla; primero la macla crece a lo largo del plano de macla hacia los bordes del cristal y luego, si la temperatura es suficiente alta, la macla se expande lateralmente desde el centro hacia los bordes, adquiriendo las lamelas macladas formas biconvexas (Fig. 7a), al migrar más fácilmente las paredes de la lamela en el interior del grano que próxima a sus bordes. De los posibles parámetros medidos en las calizas macladas, tales como densidad, anchura o geometría sólo se ha podido demostrar una relación entre la geometría y la anchura de la macla con un rango de temperatura de formación, estableciéndose dos límites térmicos poco precisos para el dominio de maclas delgadas ($< 1\ \mu\text{m}$) a temperaturas $< 150 \pm 50^\circ\text{C}$, con predominio de maclas de tipo I y otro para el dominio de las maclas gruesas (lamelas $> 5\ \mu\text{m}$) a temperaturas $> 200 \pm 100^\circ\text{C}$ y predominio de formación de maclas tipo II (Burkhard, 1993) (Fig. 4). Esta calibración es consistente con otros indicadores como el índice de coloración de los conodontos (CAI) y la reflectancia de la vitrinita (R_o) y el límite que establecen coincide aproximadamente con la transición anquizonal-epizona (Burkhard, 1993; Ferrill, 1998). No obstante la transición iso-térmica más precisa parece que es la que produce migración de bordes de macla, pasando de maclas tipo III a maclas de bordes irregulares (Fig. 7b) (maclas tipo IV de Burkhard, 1993).

La aparición de maclas también implica el aumento de la irregularidad de borde en los cristales lamelares que suele producir incompatibilidades mecánicas. Cuando en algunos cristales se observa que las maclas gruesas no llegan al borde del cristal se interpreta que la migración de bordes de grano, post-data la actividad del maclado. A veces en estos bordes se desarrollan maclas racionales delgadas que evidencian que en estas zonas hay concentración de esfuerzos residuales (Burkhard, 1993). Si las maclas activas son irracionales se producen aún más incompatibilidades mecánicas y por lo tanto aunque teóricamente es posible la activación de los tres sistemas de maclado, cuando la de-

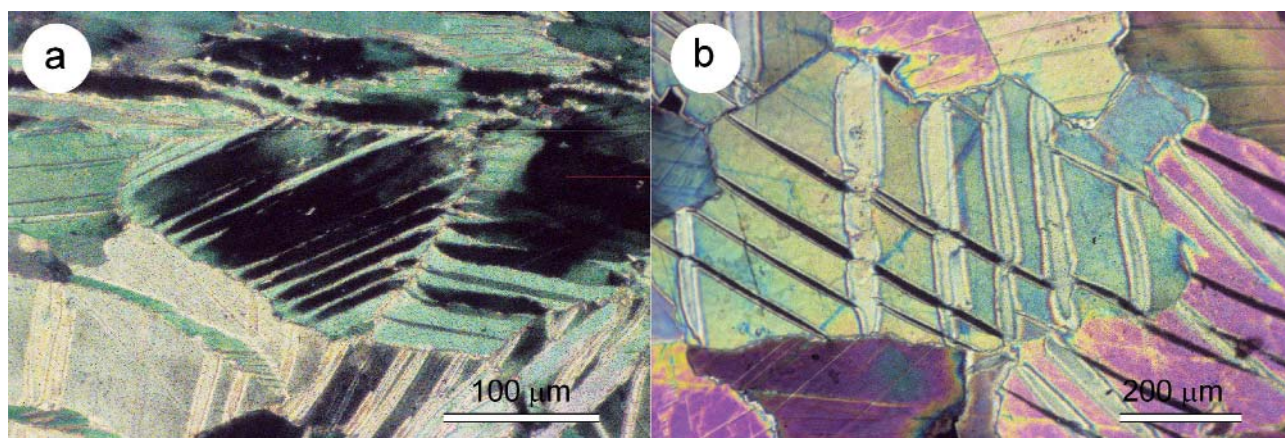


Fig. 7.- Maclas en calcitas de calco-tectonitas de alta temperatura desarrolladas en mármol de Carrara por deformación experimental (Rutter, 1995). Láminas ultradelgadas y nicules cruzados: (a) Muestra 33 deformada en compresión (vertical) ($\approx 29\%$) a 700°C , $8,5 \times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$ y esfuerzos diferenciales de $\approx 125\text{ MPa}$; maclas (negras) bi-convexas o tipo III. Los dos cristales del centro están casi completamente maclados (b) Muestra 19 deformada en extensión (horizontal) ($\approx 30\%$) a 600°C , $4 \times 10^{-4}\text{ s}^{-1}$ y esfuerzos diferenciales de $\approx 155\text{ MPa}$; cristal con maclas irregulares o tipo IV.

formación es intensa sólo domina un único sistema de maclas (Schmid *et al.*, 1987) desarrollándose maclas racionales favorablemente orientadas respecto a la dirección de cizalla. La aparición de incompatibilidades mecánicas favorece la aparición de recristalización dinámica para acomodar las dislocaciones que acompañan la deformación (Fig. 5).

Aunque el maclado mecánico no produce directamente recristalización dinámica, la migración del plano de macla a alta temperatura (Rutter, 1995) puede ser un poderoso mecanismo de recristalización que no modifica el tamaño de grano (Fig. 8b). Pero además, en calco-milonitas de baja temperatura también es frecuente observar que los dominios de cristales recristalizados se sitúan sobre las direcciones de los sistemas de maclado activos y en especial en las zonas de intersección de los dos sistemas de maclado (Fig. 9) (Burkhard, 1993; Fernández, 2004). Sin embargo aún no se ha descrito un mecanismo de recristalización dinámica que explique de forma satisfactoria el desarrollo de estas fábricas. En algunas calcitas lamelares, con maclas tipo II-III en las que se han medido patrones de EBSD de las lamelas macladas y no-macladas se ha encontrado una orientación anómala que podría explicar la recristalización dinámica asociada al maclado mecánico. Así, se ha observado que la orientación de las bandas de Kikuchi que definen cada uno de los patrones va rotando progresivamente y en sentido contrario, de acuerdo con un eje perpendicular al plano de foliación (Fig. 10), lo que sugiere que una vez producida la calcita lamelar por cizalla pura, la estructura maclada facilita la torsión del cristal por rotación sobre los planos de macla. Este tipo de deformación también ha sido observada por Burkhard (1993). Así, combinando deslizamiento y rotación progresiva del plano de macla es posible la aparición de nuevos cristales recristalizados en la intersección de dos sistemas de maclado o cuando el borde del plano de macla helicoidal migre hacia una irregularidad de borde de macla o de borde de grano. Este mecanismo de recristalización podría ser más importante en las fábricas de calcitas de baja temperatura que en las que domine la deformación plástica intracristalina, en donde la activación de otros sistemas de deslizamiento, además del plano e en la dirección r , faciliten la recristalización dinámica por los mecanismos habituales.

Aplicación de las maclas mecánicas de calcita a la medida de la deformación finita y el paleoesfuerzo.

Aparentemente medir la deformación finita que produce el maclado mecánico puede resultar sencillo, puesto que la deformación angular por macla es constante y entonces sólo se necesita medir la proporción de la lamela maclada en cada cristal, la de calcitas con maclas gruesas respecto a las calcitas con maclas delgadas y la proporción de calcita maclada para el conjunto del agregado policristalino (i.e.: Conel, 1962; Groshong, 1972, 1974). Sin embargo, el maclado sólo puede acomodar la deformación de la roca si esta es muy pequeña (Fig. 6). Además se debe considerar que la distribución de la deformación por maclado es fuertemente heterogénea, como lo indica el hecho

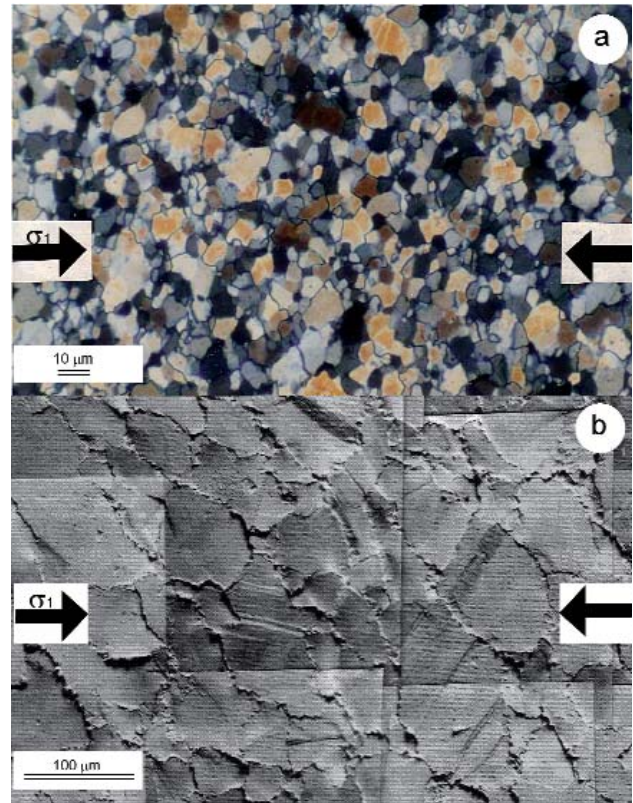


Fig. 8.- (a) Fotografía de microscopía óptica con nicoles cruzados que muestra la característica microestructura equi-granular de flujo superplástico en una muestra deformada experimentalmente de la caliza de Solnhofen. (b) Imagen SEM de deslizamiento de borde de grano (GBS). La muestra de mármol de Carrara es de forma cilíndrica. El cilindro fue dividido por la mitad y se insertó una película de oro con una malla dibujada de 10 micras para mostrar la deformación. La muestra se deformó el 12 % a 900° C, para conseguir unas condiciones en las que la deformación fuera aproximadamente homogénea y estuviera fuera del campo de estabilidad del maclado mecánico (ver detalles del experimento en Rutter, 1995). Se observa el efecto de GBS, produciendo el efecto de relieve. Algunos cristales (en la parte central) tienen maclas y se puede ver como la malla está cizallada a lo largo del plano de macla.

de que generalmente las fábricas de mármoles deformados están compuestas por calcitas lamelares intensamente macladas junto a calcitas no macladas (Figs. 4, 5 y 10). El método propuesto por Conel (1962) permite obtener un valor medio de la deformación calculado a partir del porcentaje relativo de calcita maclada en cada cristal (Fig. 6b) y el porcentaje relativo de cristales maclados respecto a los no maclados en el conjunto del agregado analizado. Aunque en realidad con este método la matriz de transformación de coordenadas de la deformación por cizalla asociada al maclado se puede obtener a partir de un único sistema de maclas, pues sólo depende de la orientación de la macla respecto de la dirección de máximo estiramiento. Por lo que Groshong (1972), desarrolla un método que calcula el tensor de transformación de coordenadas para un agregado que ha sufrido deformación homogénea, planteando la solución como un problema inverso. Así cada sistema de macla, aunque pertenezca al mismo cristal, es considerado como una

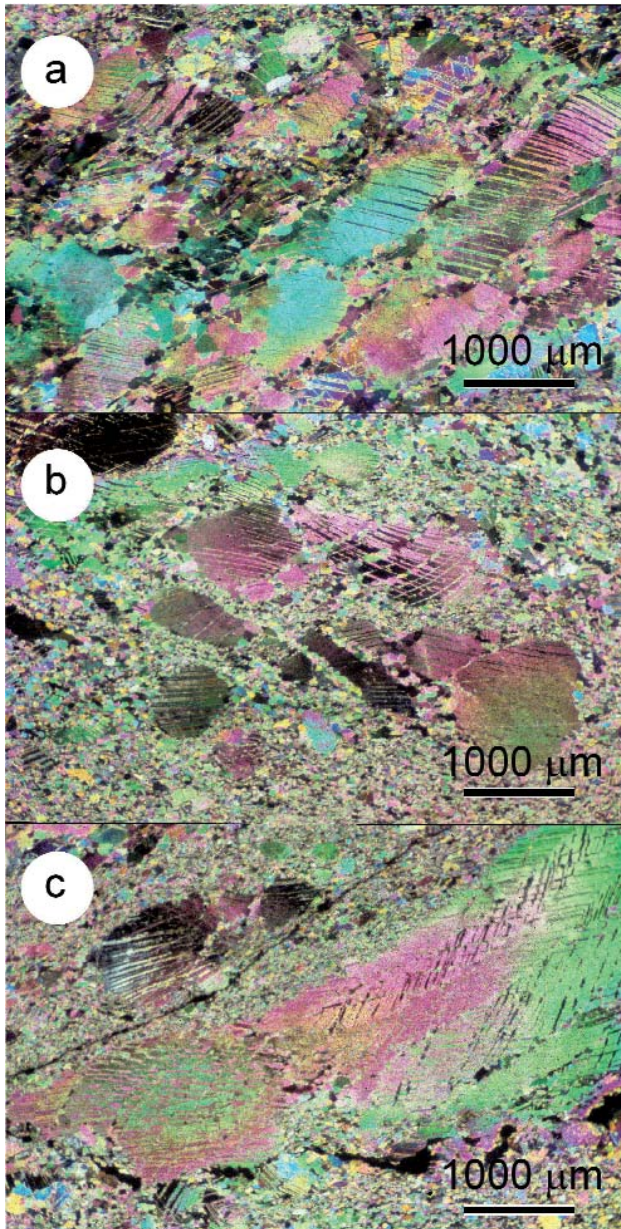


Fig. 9.- Recristalización dinámica por migración y rotación de bordes de macla (TBMR) en muestras de calco-tectonitas deformadas en la base del prisma de acreción del S de los Urales y en facies de los esquistos verdes (Fernández *et al.*, 2004): (a) muestra DB97-18 (lámina ultradelgada, nicoles cruzados) con dos dominios de cristales recristalizados según dos orientaciones sub-paralelas a las dos direcciones de maclado dominantes. (b) muestra SSZ-4 (lámina ultradelgada, nicoles cruzados) en la que se reconocen viejos cristales intensamente maclados según dos direcciones a lo largo de las cuales se observan dominios de cristales recristalizados. (c) muestra SSZ-4 (lámina ultradelgada, nicoles cruzados) en la que se reconocen un viejo cristal intensamente maclado según dos direcciones a lo largo de las cuales se observan dominios de cristales recristalizados, lo que favorece el desarrollo de *boudins* de geometría sigmoidal.

medida de la deformación interna dentro del agregado deformado de calcita y relaciona la deformación en una determinada dirección con la deformación en el conjunto del agregado. El tensor de deformación se calcula buscando la solución única a cinco ecuaciones relacionadas con la medida de la deformación por cizalla y la orientación del sis-

tema maclado. Cuando se calcula en un mismo agregado varias soluciones al tensor deformación, éstas se reducen a una por una regresión múltiple por mínimos cuadrados y además se calcula un error estándar de la medida. Este supuesto puede ser válido sólo si la deformación fue tan pequeña que la lamela maclada represente $< 50\%$ del total del área de la calcita lamelar (Fig. 6b), para que $\gamma \leq 0,343$. Groshong (1974) aplicó su método a muestras de caliza de Indiana deformadas experimentalmente en compresión triaxial con una deformación axial $1,5 < \epsilon < 7\%$. Los valores obtenidos por el método de Groshong fueron similares a los valores reales de deformación aplicada durante el experimento, mientras que los calculados por el método de Conel (1962) fueron tres veces inferiores. El problema fundamental es que las calizas de Indiana tienen una porosidad próxima al 20 %, por lo que el maclado está fuertemente influido por el efecto de la concentración del esfuerzo alrededor de los espacios porosos y el consiguiente colapso de poro, por lo que los estudios de maclado deben hacerse sólo en calizas puras sin porosidad. Por otra parte, González-Casado *et al.*, (2003) obtuvieron valores de deformación hasta 8 veces menores por el método de Groshong (1972), que por el método de centro-a-centro, cuando midieron la deformación finita en calizas con *inocerámidos* (bivalvos) deformadas en condiciones naturales a baja temperatura, sin embargo se debe tener en cuenta que mientras el análisis de maclado sólo determina deformación por este mecanismo, las medidas centro-centro miden la deformación producida por flujo plástico homogéneo producido por cualquier mecanismo además de la causada por cualquier mecanismo de transferencia de masa por difusión (incluida la asistida por agua).

Aunque la medida de la deformación a partir de calcitas macladas pueda resultar poco fiable y sólo posible en condiciones muy restrictivas, la orientación que se obtiene del elipsoide de deformación sí es consistente con la que se obtiene por otros métodos y también está de acuerdo con la orientación del campo de esfuerzo que se obtiene a partir de la orientación de los sistemas de maclado activos en el agregado. La utilidad de los paleopiezómetros basados en el maclado de la calcita es por lo tanto doble, puesto que permite obtener el valor del máximo esfuerzo de fluencia y su orientación. Turner (1953) y Weiss (1954) desarrollaron un primer paleopiezómetro basándose en que la máxima intensidad de maclado se produce a 45° del máximo esfuerzo, aunque las maclas se pueden formar a otros ángulos. En este caso son de menor densidad y anchura. Entonces, si se miden los cristales con mayor densidad de maclado su orientación media se corresponde con la orientación del máximo esfuerzo compresivo, puesto que con esta orientación el factor de Schmid $S_1 = 0,5$. Dado que el plano de macla desliza en sólo un sentido de la dirección $(40\bar{1}1)$, y que forma un ángulo fijo con respecto al eje óptico $[0001]$ de $26\frac{1}{4}^\circ$, si se rotan los polos del plano de macla y la proyección del eje c para que ambos proyecten sobre el plano horizontal, resulta sencillo determinar la posición del máximo esfuerzo σ_1 (C) y σ_3 (T) (Fig. 11a). Aunque el método dinámico (Turner y Weiss, 1963) tiene varias restricciones; la deformación finita debe ser pequeña porque debe

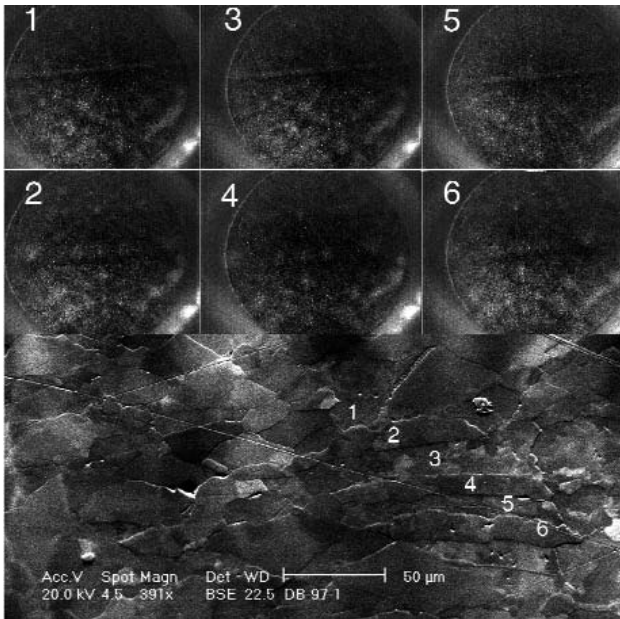


Fig. 10.- Análisis EBSD en una calcita maclada de la calco-tectonita DB97-1 (Fernández *et al.*, 2004). En la imagen de electrones secundarios se observa mayor formación de subgranos en la parte no maclada (numeración impar) que en las lamelas macladas del cristal (numeración par). Se observa una rotación del diagrama de EBSD progresiva y en sentido contrario de acuerdo con un eje vertical, que es diestra en los diagramas impares y sinestra en los diagramas pares.

haber un amplio rango de granos maclados y no, las calcitas macladas deben tener una orientación estadísticamente representativa y el significado de los sectores de C y T deben reflejar por igual dos influencias: el patrón de orientación producido por la orientación preferente de los ejes *c* y el campo tensional impuesto en el sistema. Además, la temperatura de desarrollo de las fábricas es otra limitación en la aplicación del método dinámico puesto que debe de ser baja para que en las fábricas predomine el maclado frente a otros mecanismos. De los diagramas C y T se puede deducir lo siguiente: (i) la simetría de estos diagramas refleja la simetría de la fábrica inicial y se aproxima al campo de esfuerzos. (ii) si la simetría de los sectores T y C no es ortorrómbica la interpretación de estos diagramas es limitada. (iii) también supone un problema la indeterminación de la posición σ_1 y σ_2 cuando sus valores son aproximadamente iguales.

El esfuerzo de fluencia se suele denominar en geología paleoesfuerzo y en deformación experimental esfuerzo diferencial. Se puede calcular a partir de la relación que existe entre la densidad de maclado mecánico y el esfuerzo aplicado para producirlo. Friedman y Heard (1974) realizaron un trabajo pionero con su estudio de calizas cretácicas de baja porosidad procedentes de sondeos realizados en el Golfo de Méjico, puesto que por primera vez se observó que existía una relación inversa entre el espaciado de las maclas y la profundidad del testigo. De manera que la densidad de maclado (*D*) es aproximadamente 10 veces superior en calizas muestreadas a una profundidad de 6240 m respecto a otras muestreadas a 1650 m. De acuerdo con estos datos, Friedman y Heard (1974) realizaron ensayos

de *creep*, en experimentos de 4 a 10 minutos de duración, esfuerzos diferenciales entre 10 y 40 MPa y temperaturas variables entre los 24 y 150° C. Los resultados obtenidos les permitieron establecer esta relación:

$$D = 0,01818|\sigma_1 - \sigma_2| \quad (2)$$

Posteriormente, Jamison y Spang (1976) proponen un método para la determinación del paleoesfuerzo sobre la base de la ecuación (1). Obtienen una relación entre el porcentaje relativo de cristales maclados por uno, dos o los tres sistemas de maclado teóricamente posibles con S_i (Fig. 11b). El método también presupone que $\tau_c = 10$ MPa (Turner *et al.*, 1954; Friedman, 1967) y que la caliza presenta una fábrica cristalográfica previa sin orientación preferente. Además $\epsilon \leq 4$ %, todas las maclas se deben poder observar en cualquier sección y la deformación debe ser constrictiva e irrotacional.

Posteriormente se han podido detectar varios problemas que ponen en cuestión la utilidad del método de Jamison y Spang. Spiers (1982) encuentra que la incidencia de maclado (*J*), definida como el porcentaje de calcitas macladas para cada intervalo de tamaño de grano, es dependiente del tamaño de grano seleccionado y Rowe y Rutter (1990) encuentran que *J* aumenta con el aumento de tamaño del cristal a esfuerzos diferenciales constantes. Estos autores indican que sólo *J* es proporcional al esfuerzo diferencial. Tampoco se puede asumir un τ_c constante de 10 MPa porque es dependiente de la temperatura, del tamaño de grano, de la cantidad y del tipo de deformación (Olsson, 1974; Rowe y Rutter, 1990; Laurent *et al.*, 2000; Pieri *et al.*, 2001a). En calizas poco deformadas ($\epsilon < 2$ %) y a temperaturas < 200 ° C Laurent *et al.*, (2000) suponen que el τ_c puede variar en un rango entre 5 y 15 MPa, mientras que el τ_c con el que se consigue flujo estable en experimentos de torsión con deformaciones por cizalla $\gamma > 1$ es de 50 MPa (Pieri *et al.*, 2001a).

En consecuencia Rowe y Rutter (1990), sobre la base de un amplio trabajo experimental con mármoles esparíticos de Carrara y Taiwan y los datos experimentales de las calizas de Solnhofen y Carrara obtenidos en trabajos previos (Rutter, 1974; Schmid *et al.*, 1977, 1980) y deformados a temperaturas que oscilan entre los 200 y los 800° C obtiene la siguiente calibración: $|\sigma_1 - \sigma_2| = -52.0 + 171.1 \log D$ (3), que resuelve esfuerzos diferenciales con un error estándar de 43 MPa. Además calibran *J* para diferentes rangos de tamaño de grano, en calizas sin porosidad y la calibración tiene una precisión de ± 30 MPa (Fig. 11c), más preciso por lo tanto que la calibración de la ecuación (3), y además es independiente de la velocidad y de la temperatura de deformación.

A pesar de las inconsistencias del método propuesto por Jamison y Spang (1976), Ferrill (1998) argumenta que los valores de paleoesfuerzos obtenidos por este método, que son aproximadamente entre 2 y 9 veces inferiores a los paleoesfuerzos obtenidos por el paleopiezómetro de Rowe y Rutter (1990), están mas de acuerdo con los obtenidos por otros métodos no basados en las maclas de calcitas y aplicados a zonas de antepaís muy poco deformadas en condiciones anquimetamórficas (< 150 - 200 ° C). Aunque es necesario recordar aquí que cualquier calibración experi-

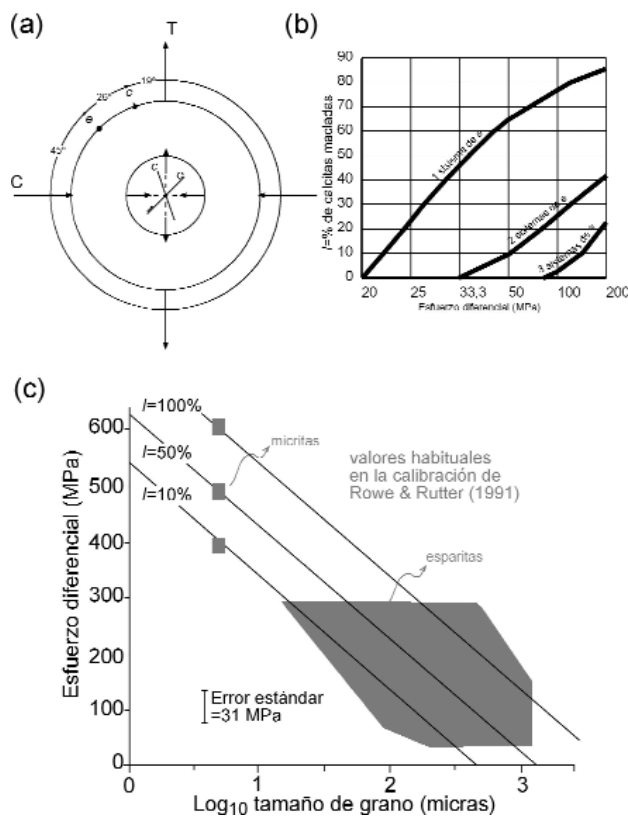


Fig. 11.- (a) Orientación del máximo esfuerzo σ_1 (C) y s_3 (T) deducido por el método dinámico de Turner (1953) y Weiss (1954). El método deduce las posiciones de C y T con respecto al plano de macla (e) y al eje óptico (c). La rotación de c es consecuencia del deslizamiento en sentido positivo del plano e hacia T. (b) Diagrama modificado de Jamison y Spang (1976), en el que se proyecta el esfuerzo diferencial, calculado como $\tau_c (=10 \text{ MPa})/S_I$ (factor de Schmid) respecto al porcentaje de cristales maclados para el conjunto de las calcitas analizadas en la fábrica. Los trazos son acumulativos, de manera que en los porcentajes con 1 sistema maclado se representan también los cristales con dos y tres sistemas de macla c) Diagrama de Rowe y Rutter (1990) en el que se calibra la incidencia de maclado respecto a diferentes rangos de tamaño de grano. Mientras que el diagrama (b) no tiene en cuenta el efecto del tamaño de grano en la incidencia del maclado (I) y asume un τ_c constante, en el diagrama (c) I se proyecta respecto a un rango de tamaño de grano concreto.

mental de esfuerzo diferencial basada en el maclado mecánico de la calcita siempre estará condicionada por las muestras utilizadas en la calibración y estas pueden no ser idénticas que las utilizadas por otros métodos. También se debe recordar que la actividad del maclado registra el máximo esfuerzo de fluencia alcanzado en la roca y no el esfuerzo medio. Un método diferente inspirado en el método inverso para la determinación del tensor esfuerzo a partir de poblaciones de fallas con estrias (Etchecopar *et al.*, 1981), es propuesto por Lacombe y Laurent, (1992) y Laurent *et al.*, (1990; 2000) y permite la determinación de la orientación del campo de esfuerzos y el valor del máximo esfuerzo diferencial (en términos de relaciones entre esfuerzos, no en valores absolutos).

A partir del análisis de rocas carbonatadas con calcitas macladas el método permite calcular el τ_c y además la relación $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ (4), asumiendo condiciones

de deformación planar. El método encuentra la mejor solución del tensor esfuerzo que corresponda a la orientación de los planos de macla y a la incidencia de maclado (relación entre cristales maclados y no maclados). Esta solución es la que aproxima a 0 la función

$$f = \sum_{j=1}^N (\tau_{sj} - \tau_a); \quad (5)$$

en la que τ_a es la componente cizallante del tensor de esfuerzo (*resolved shear stress*) compatible con la orientación del plano de macla para un cristal determinado y τ_{sj} es la componente cizallante del tensor de esfuerzo compatible con la orientación de los cristales no maclados, de manera que $\tau_{sj} > \tau_a$. El método asume que, a la escala de lámina delgada, el esfuerzo es homogéneo y la deformación coaxial y muy pequeña ($\epsilon < 3\%$). Además se supone una fábrica inicial no deformada y formada por cristales euédricos. Para aplicar el método se suelen medir unos 150 cristales maclados, determinando la orientación del eje c en la lamela maclada y en la parte no maclada del cristal. La principal limitación de este método es que lo que en realidad determina es la deformación por maclado y asume que el elipsoide de esfuerzo es equivalente al elipsoide de deformación finito. Otro inconveniente es que para no considerar el efecto de la distribución heterogénea del esfuerzo el método presupone que cada sistema de deslizamiento se puede activar de forma independiente del resto de posibles planos de deslizamiento. De esta manera la deformación no considera las refracciones que pueden producir los esfuerzos residuales en rocas policristalinas, y por lo tanto presupone que la deformación se produce como si la roca fuera un único cristal.

Paleopiezómetros basados en el tamaño de grano recristalizado

El esfuerzo de fluencia también puede ser determinado a partir del tamaño de grano de las calcitas recristalizadas deformadas en condiciones de flujo de estado-estable (Twiss, 1977; Schmid *et al.*, 1980; Rutter, 1995), siempre que el tamaño no se modifique posteriormente por crecimiento térmico en condiciones estáticas. Schmid *et al.*, (1980) encuentran que los dominios de granos equigranulares recristalizados en el mármol de Carrara son fácilmente identificables en las microestructuras deformadas a alta temperatura, denominada régimen 3 por estos autores. Los ensayos de fluencia para producir texturas con dominios de cristales recristalizados equigranulares se realizaron con un esfuerzo diferencial constante por debajo de 20 MPa, en un intervalo de temperatura entre los 900 y los 1000 °C y de tasas de deformación entre 10^{-5} y 10^{-6} s^{-1} y 300 MPa de presión de confinamiento. Se debe tener en cuenta que en deformación experimental las condiciones antes indicadas se correlacionan con deformaciones en condiciones naturales de baja temperatura. Schmid *et al.*, (1980) no encontraron diferencias entre los tamaños de los granos recristalizados y los subgranos, aunque Twiss (1977) anteriormente si había propuesto dos ajustes (Fig. 12). La calibración de Schmid *et al.*, (1980) está hecha con datos que abarcan un rango de esfuerzos diferenciales de 100-10 MPa y unos ta-

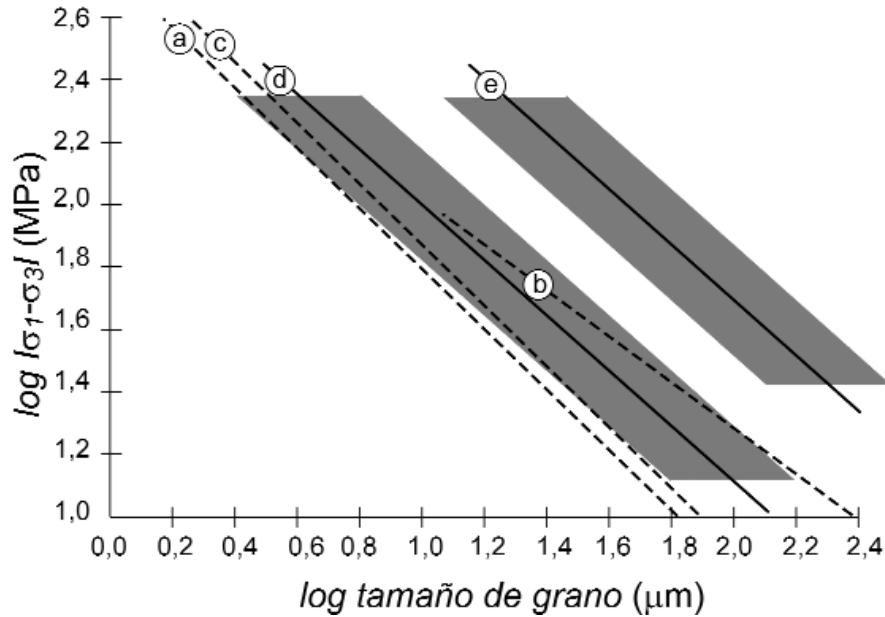


Fig. 12.- Diagrama en el que se muestran los ajustes obtenidos por diferentes autores para la relación que existe entre el esfuerzo diferencial y el tamaño de calcita recrystalizada: (a) granos recrystalizados y (b) sub-granos según Twiss (1977); (c) Schmid *et al.*, 1980; (d) granos recrystalizados por rotación y (e) por migración de borde de grano (Rutter, 1995). Las sombras en gris de las rectas (d) y (e) representan los límites definidos por el $\pm 1\%$ de la desviación estándar del tamaño de grano medio. El tamaño de grano está medido como tamaño de grano planar (2D) por el método de los segmentos interceptados, aunque para el cálculo de (a) Twiss aplicó un factor de corrección de $0,68 \log d/b$ siendo d el diámetro medio del tamaño de grano recrystalizado y b el vector de Burgers.

maños de grano de 5-43 μm respectivamente. Su ajuste se compara mejor con el propuesto por Twiss (1977) para sub-granos y es de un orden de magnitud superior al ajuste que se obtiene si el tamaño de granos es determinado por microscopía SEM. Posteriormente Rutter (1995) propone una calibración más precisa, en la que separa los cristales de granos recrystalizados por el mecanismo de rotación de bordes de sub-grano (GBR) de los cristales recrystalizados por el mecanismo de migración de bordes de grano (GBM). Los experimentos en los que cuantifica GBR cubren un rango de temperaturas entre los 600 a los 1000 $^{\circ}\text{C}$ y tasas de deformación entre los 10^{-4} y 10^{-6} s^{-1} , mientras que GBM se manifiesta en experimentos $>700^{\circ}\text{C}$. Los límites de los datos aportados en los experimentos son 257-12 MPa y 3-100 μm respectivamente para GBR y de 223-14 MPa y 16-251 μm respectivamente para GBM.

La calibración de Schmid *et al.*, (1980) es consistente con la de GBR propuesta por Rutter (1995); las pequeñas diferencias (Fig. 12) se interpretan en relación con diferencias en los métodos de determinación del tamaño de grano (d). Así, mientras unos autores determinan d en secciones bi-dimensionales (i.e: Rutter, 1995), otros autores aplican la corrección estereológica multiplicando $\times 1,5$ para convertir el tamaño de grano en un valor tri-dimensional (i.e: Olgaard y Evans, 1988). Por lo que se debe especificar cuando se utilicen estos paleopiezómetros el método de determinación de d utilizado. Además, si la deformación es grande y de tipo no-planar, tal y como sucede en los experimentos de deformación extensional axi-simétrica, puede producirse un cambio aparente del tamaño de grano consecuencia del material que puede fluir hacia dentro o hacia afuera del plano de observación. Se puede comprobar que este efecto produce un aumento aparente del tamaño de grano en ex-

perimentos en extensión mientras que en compresión se produce una reducción aparente de d . Todas las calibraciones se ajustan de acuerdo con una ecuación lineal que muestra una relación inversa entre el logaritmo del esfuerzo diferencial y el tamaño de grano del tipo:

$$\log |\sigma_1 - \sigma_3| = \log C - m \log d \quad (6)$$

En la que el esfuerzo diferencial $|\sigma_1 - \sigma_3|$ se expresa en megapascales y d en micras. Los límites para $\log C$ son 2,91 para GBR y 3,43 para GBM, mientras que m es 0,88 y 0,89 respectivamente (Rutter, 1995). La pendiente de las dos calibraciones lineales es prácticamente la misma (Fig. 11). Pero si se extrapolan estos datos a velocidades de deformación geológicas de $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ y se incluyen datos de mármoles de Naxos (Grecia) deformados por GBM en condiciones naturales (Covey-Crump y Rutter 1989) se obtiene un ajuste no lineal (Fig. 13) y que aproximadamente coincide con el límite de estabilidad del maclado mecánico (Rutter, 1995). Este ajuste cuadrático para GBM en condiciones naturales podría indicar una transición desde la plasticidad intracristalina hacia la difusión en estado sólido. Además, sugiere que la recrystalización dinámica en la naturaleza sucede generalmente a esfuerzos diferenciales más altos y temperaturas más bajas que en laboratorio. En estas condiciones de deformación el creep por difusión en estado sólido asistido por deslizamiento de borde de grano podría ser operativo junto con la deformación plástica.

Orientaciones cristalográficas preferentes y su significado geológico.

Hemos definido las calco-tectonitas de alta temperatura como aquellas fábricas en las que en su desarrollo interviene principalmente la deformación plástica intracristalina

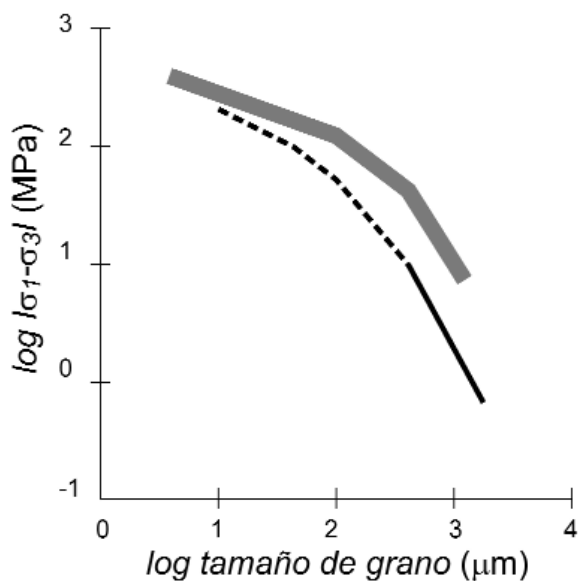


Fig. 13.- Diagrama basado en la Fig. 11 de Rutter (1995) en el que se proyecta el ajuste obtenido para los tamaños (planar) de calcita recrystalizada por migración de borde de grano experimentalmente (línea discontinua) extrapolados a velocidades de deformación naturales de $3 \times 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ y en condiciones naturales (línea continua). También se traza el límite del campo de estabilidad del maclado mecánico según este autor (línea gruesa gris).

y en consecuencia son susceptibles de desarrollar una buena orientación cristalográfica preferente (*crystallographic preferred orientation* o CPO). En deformación experimental, es posible producir CPOs de calcitas bien definidas a partir de un 15-20 % de acortamiento (Wenk *et al.*, 1973, Rutter *et al.*, 1994). La determinación de CPO se puede complementar con imágenes TEM de dislocaciones sobre los planos de deslizamiento activos, que eventualmente también pueden ser utilizadas para determinar el paleoesfuerzo (Pfiffner, 1982, Schmid *et al.*, 1980). De acuerdo con la estructura de la calcita, los sistemas de deslizamiento activos determinan la geometría y simetría de la CPO en los diferentes diagramas de orientación. Además la orientación característica del campo de esfuerzos puede ser determinada en la calcita, lo que permite construir figuras de proyección inversa (IPF) en las que se proyecte la posición del máximo esfuerzo compresivo σ_1 respecto a las orientaciones de los elementos cristalográficos significativos (Fig. 1a). Las IPF sólo se pueden utilizar para representar una única dirección de esfuerzo en experimentos de compresión o extensión, o alternativamente la dirección de máximo estiramiento en una deformación mas general. Es suficiente proyectar un sector de 60° para tener una IPF completa de la calcita, aunque también se puede proyectar en un sector de 120° . Para evaluar la intensidad de la CPO es útil el índice de Bunge (1982). Este índice es 1 cuando no hay CPO y puede llegar hasta $^\circ$, si la fábrica muestra todos los cristales con la misma orientación. La simetría de las guirnaldas que caracterizan las CPO de las calco-tectonitas dependerá del carácter rotacional o irrotacional del régimen de flujo, pero también de la intensidad de la deformación y de la actividad del maclado mecánico.

Fábricas cristalográficas de tipo-e y tipo-c desarrolladas en el campo de la deformación axi-simétrica

Caracterizan a las calco-tectonitas desarrolladas a temperatura lo suficientemente baja para dominar la actividad del maclado mecánico sobre otros sistemas de deslizamiento (Fig. 14). La proyección de ejes-c de los dominios maclados tenderá a agruparse en torno a un círculo menor alrededor de σ_1 cuando la deformación es compresiva y axi-simétrica. En otros campos de deformación (p.e: extensión o cizalla simple) la forma y simetría de esta fábrica es diferente (Fig. 14). Habitualmente la orientación de los ejes-c es perpendicular al plano de foliación y produce IPFs de tipo-c. El maclado mecánico produce una fuerte CPO porque el sistema $e^+\{\bar{1}018\}$ (4041) es el menos sensible a la temperatura (Spiers, 1982). Los polos del plano de macla-e muestran una orientación similar pero con una dispersión mayor, produciendo proyecciones características con tendencia a la formación de guirnaldas de círculo menor centradas sobre σ_1 con un ángulo de semi-apertura mayor que la que forman lo polos de los ejes-c (Fig. 14). Las IPF se caracterizan por un máximo de la dirección de cizalla σ_1 en e con un hombro secundario alrededor de c y suelen presentar además un máximo secundario en torno a h (Casey *et al.*, 1978; Rutter *et al.*, 1994). Las fábricas tipo-e (Fig. 14) se desarrollan si los sistemas $e^+\{\bar{1}018\}$ (4041) y $r^-\{\bar{1}014\}$ (2021) son activos (Turner *et al.*, 1956; Wenk *et al.*, 1973). Cuando el sistema $r^-\{\bar{1}014\}$ (2021) es activo, las figuras de proyección de los polos de r tienden a desarrollar una guirnalda cruzada con máximos en las posiciones próximas a la dirección de cizalla y perpendicular al plano de foliación (Fig. 14). Esta fábrica se puede simular con el modelo visco-plástico auto-consistente, lo que permite modelizar automáticamente el aumento en la irregularidad de borde de grano así como obtener una distribución bimodal de los ejes mayores de las calcitas deformadas, de acuerdo con la deformación planar impuesta (Lebenshohn *et al.*, 1998). Cuando domina la actividad del sistema de maclado frente a los otros sistemas entonces se forman las fábricas tipo-c (Wenk *et al.*, 1973, Fernández *et al.*, 2004).

Fábricas tipo-e+a/h, tipo-r y tipo-GBS

Conforme sube la temperatura de deformación, la actividad del sistema de deslizamiento en e decrece a favor de los sistemas de deslizamiento $r^-\{\bar{1}014\}$ (2021) $^\pm$ y $del f^-\{\bar{1}012\}$ (2201) $^\pm$ y $c^-\{0001\}$ (2110) (Schmid *et al.*, 1987; De Bresser y Spiers, 1997). Entonces se pueden producir fábricas más complejas, como las tipo-e+a/h (en compresión axi-simétrica) que se caracterizan por IPFs de σ_1 con un máximo centrado en e y una guirnalda que va desde la posición a hasta h . Es evidente, que la apariencia de la fábrica cambia cuando se modifica la trayectoria de deformación, por ejemplo en compresión o extensión (Fig.15). Esta fábrica fue observada por Wenk *et al.*, (1973) y Turner y Orozco (1976), aunque el aparato utilizado no era adecuado para analizar la transición de fábricas a alta temperatura puesto que se producían a esfuerzos diferenciales

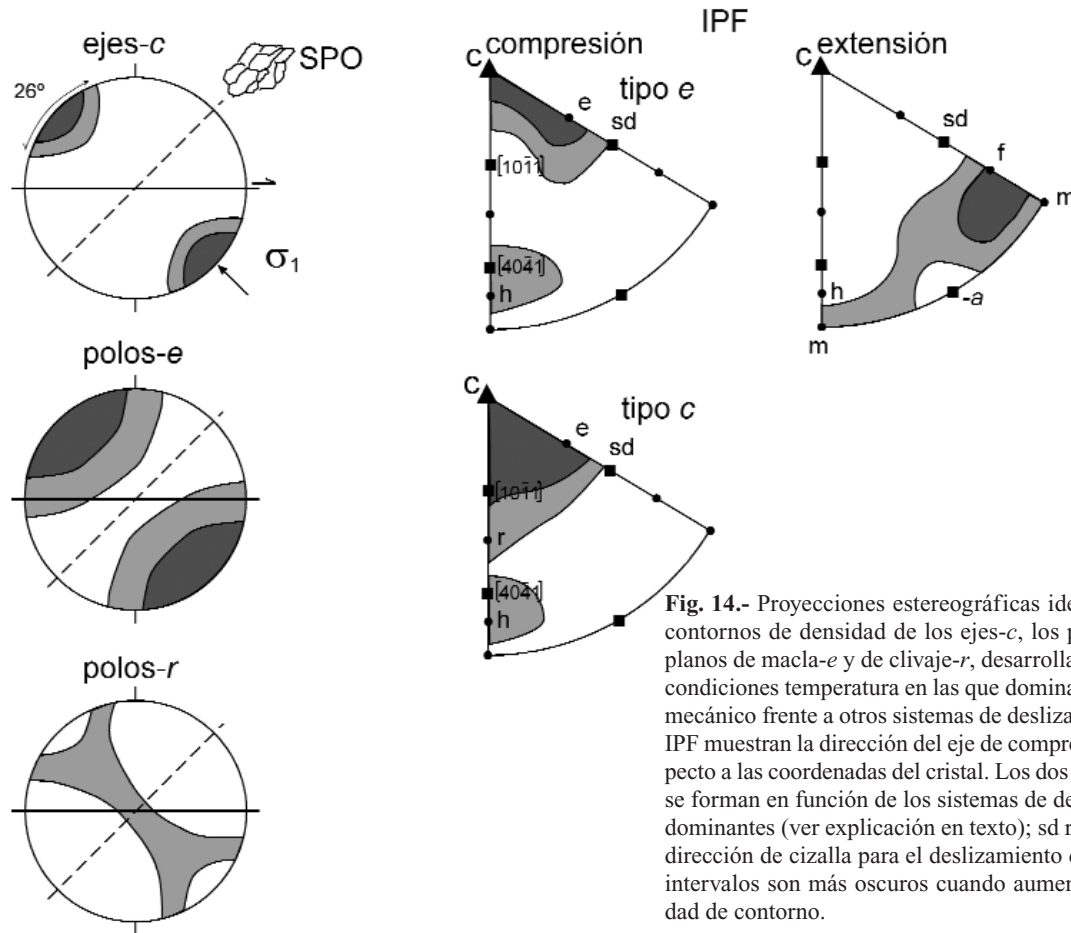


Fig. 14.- Proyecciones estereográficas idealizadas de contornos de densidad de los ejes-*c*, los polos de los planos de macla-*e* y de clivaje-*r*, desarrolladas en unas condiciones temperatura en las que domina el maclado mecánico frente a otros sistemas de deslizamiento. Las IPF muestran la dirección del eje de compresión σ_1 respecto a las coordenadas del cristal. Los dos tipos de IPF se forman en función de los sistemas de deslizamiento dominantes (ver explicación en texto); *sd* representa la dirección de cizalla para el deslizamiento de *r* y *f*. Los intervalos son más oscuros cuando aumenta la densidad de contorno.

demasiado altos y por lo tanto la deformación analizada era heterogénea. Por lo que posteriormente fue de nuevo descrita y analizada por Spiers (1979). Además Lister (1978) consiguió simular esta fábrica, asumiendo deformación homogénea y utilizando el modelo de Taylor-Bishop-Hill con una relación de τ_c para $ef = 2$ y para $rf = 0,5$. Posteriormente Rutter *et al.*, (1994), observaron la formación de este tipo de fábrica y utilizaron los resultados de Lister (1978) para simular la fábrica a valores $> 30\%$ de deformación en compresión uni-axial. Finalmente Barber *et al.*, (2007) consiguen simular la fábrica introduciendo la actividad del sistema de deslizamiento basal $c(0001)$ ($2\bar{1}10$) y demuestran la actividad de este sistema deslizamiento, del que no se tenían evidencias directas a pesar de ser el dominante en las fábricas de dolomías, a partir de ensayos de torsión y datos TEM. La temperatura de transición desde las fábricas tipo-*e* a las de tipo-*c* depende del tamaño de grano, puesto que la resistencia al maclado mecánico también es grano-dependiente. En deformación experimental la temperatura de transición es 350°C para calizas tipo Solhofen (tamaño de grano medio $5\ \mu\text{m}$) y de 650°C en mármoles tipo Carrara (tamaño de grano medio $150\ \mu\text{m}$) (Rutter *et al.*, 1994). Wenk *et al.*, (1973) obtuvo también fábricas tipo-*r* (Fig. 15) caracterizadas por un máximo centrado en el polo del plano de clivaje *r* donde el sistema $r\{10\bar{1}4\}$ (2021)⁺ es dos veces más activo que el $r\{10\bar{1}4\}$ (2021)⁻. Estas fábricas se desarrollaron a 900°C , cuando las calcitas recrystalizadas tienen una velocidad de crecimiento por difusión muy alta y, en consecuencia, los

crisales desarrollan una orientación preferente por crecimiento cristalográfico y no por deformación plástica intracrystalina.

Incluso en calco-milonitas deformadas en el régimen de flujo de transferencia de masa por difusión y donde persisten los mismos crisales equigranulares después de una intensa deformación, es posible el desarrollo CPOs del tipo-*e+a/h*, aunque más lentamente que cuando se desarrollan en el régimen de deformación plástica intracrystalina (Schmid *et al.*, 1987; Rutter *et al.*, 1994). La intensidad de esta fábrica dependerá de la intensidad del esfuerzo de fluencia y de la cantidad de deformación acumulada. Pieri *et al.*, (2001a) proponen la actividad del sistema $r\{10\bar{1}4\}$ ($2\bar{1}10$) en fábricas similares pero deformadas en condiciones de flujo de estado estable por torsión ($\gamma > 5$ a $> 700^\circ\text{C}$ y $\gamma > 8$ a $> 900^\circ\text{C}$) y en la que los procesos de nucleación por recrystalización dinámica favorecen su deslizamiento y desarrollan intensas CPOs de simetría ortorrómbica (Fig. 15). Aunque la activación de este sistema de deslizamiento pueda estar en parte producida artificialmente por la configuración del dispositivo experimental, tanto en estos experimentos como en los llevados a cabo por Rutter *et al.*, (1994), se comprueba que es posible el desarrollo de CPOs en régimen de flujo dependiente del tamaño de grano, pero a menor velocidad que cuando se producen en un régimen de deformación plástica intracrystalina y que su intensidad depende de la relación entre el esfuerzo de fluencia y la velocidad de nucleación y crecimiento de los crisales recrystalizados. En calco-milonitas de alta temperatura, con

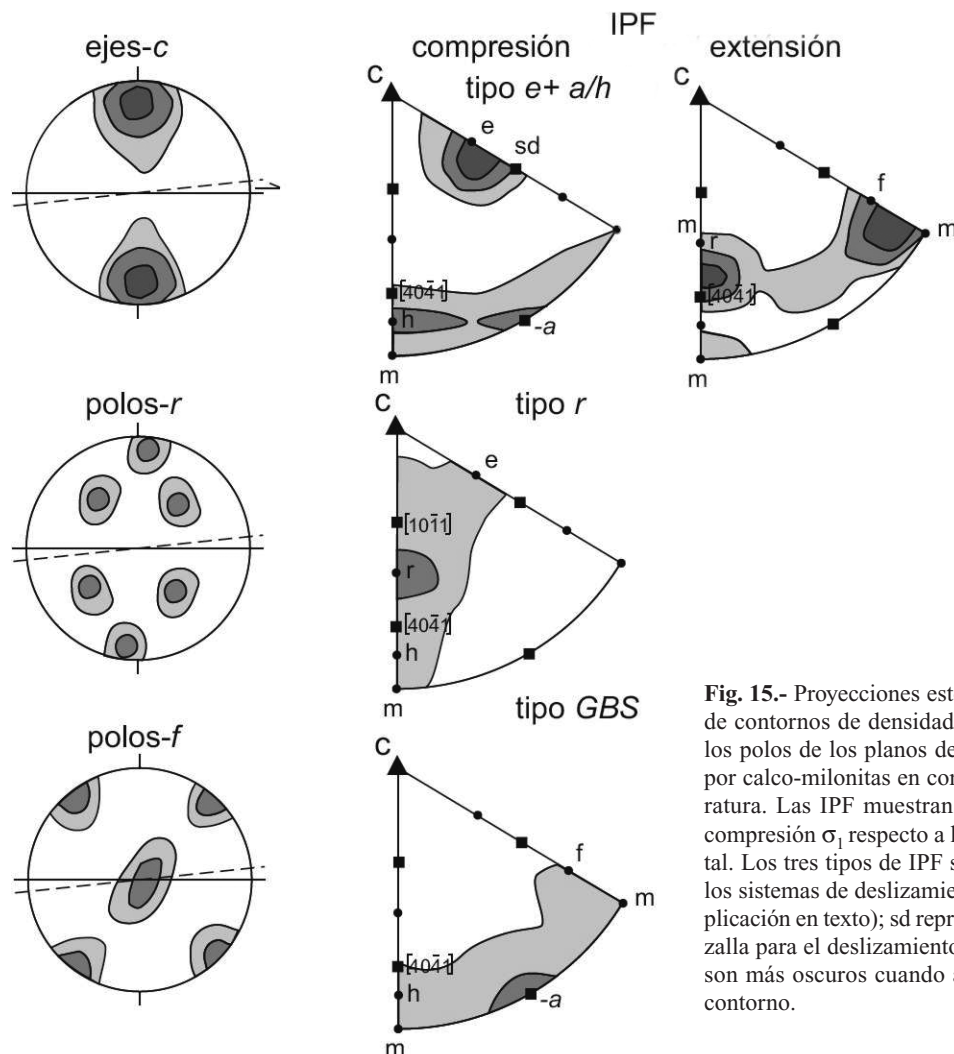


Fig. 15.- Proyecciones estereográficas idealizadas de contornos de densidad de los ejes-*c* y *+a* y de los polos de los planos de clivaje-*r*, desarrolladas por calco-milonitas en condiciones de alta temperatura. Las IPF muestran la dirección del eje de compresión σ_1 respecto a las coordenadas del cristal. Los tres tipos de IPF se forman en función de los sistemas de deslizamiento dominantes (ver explicación en texto); *sd* representa la dirección de cizalla para el deslizamiento de *r* y *f*. Los intervalos son más oscuros cuando aumenta la densidad de contorno.

tamaño de grano suficientemente refinado es posible que la deformación plástica se acomode por deslizamiento de borde de grano (GBS), en estas condiciones las CPOs son más débiles y las IPF suelen mostrar un máximo periférico (Fig. 15) (Casey *et al.*, 1998).

La simetría de la fábrica

La simetría de la fábrica no depende solo de los sistemas de deslizamiento activos (dependientes principalmente de la temperatura), sino que depende fundamentalmente del tipo de deformación. Por las diferentes configuraciones geométricas de los experimentos, se sabe que la simetría de las fábricas cambia si la deformación es compresiva o extensional axi-simétrica, o por cizalla simple (i.e.: Rutter *et al.*, 1994; Casey *et al.*, 1998; Pieri *et al.*, 2001b; Llana-Funez y Rutter 2005, 2008), aunque intervengan los mismos sistemas de deslizamiento (Schmid *et al.*, 1987). Además se debe tener en cuenta también que el carácter rotacional del mecanismo de maclado infiere a la CPO una asimetría respecto al plano de foliación y la dirección de máximo estiramiento (Fig. 14).

Pieri *et al.*, (2001b) comprueban que conforme aumenta la deformación y se generaliza la recrystalización dinámica, la asimetría de la SPO se destruye antes que la asimetría de

la CPO hasta que con $\gamma > 5$ la fábrica desarrolla una CPO aproximadamente simétrica con respecto al plano de foliación (Fig. 15), mientras que la SPO se vuelve isométrica o bimodal. Barnhoorn *et al.*, (2004) han comprobado que en experimentos de alta deformación por torsión a velocidades de deformación constante y temperatura variable (entre 500° y 735° C) la SPO primaria desarrolla una foliación oblicua cuyo ángulo con respecto al plano de cizalla disminuye conforme aumenta la deformación, pero cuando la recrystalización es completa (en ultramilonitas), se desarrolla una foliación secundaria que llega a obliterar a la foliación primaria. De manera que aunque la asimetría de la foliación secundaria constituya un buen indicador cinemático, ésta no es válida para hacer una estimación cuantitativa de la cantidad de deformación acumulada, A pesar del posible desarrollo cíclico de foliaciones oblicuas secundarias que llegan a borrar las foliaciones primarias, un indicador válido en la naturaleza de ultramilonitas que acumulan una deformación muy grande puede ser la intensidad de su CPO.

Discusión

El esfuerzo de fluencia con el que una roca se ha deformado en condiciones naturales se puede conocer a par-

tir de extrapolaciones de los ensayos experimentales, o deducidos a partir de observaciones naturales (Jeffreys, 1970). Aunque los datos experimentales no se pueden extrapolar directamente a los modelos reológicos a escala litosférica puesto que las velocidades de deformación a las que ocurren son diferentes (Rutter y Brodie, 1991), la principal utilidad de los paleopiezómetros es precisamente tener una medida cuantitativa del esfuerzo de fluencia en condiciones naturales. Además, tanto el desarrollo del maclado mecánico en la calcita como la reología de la litosfera están fuertemente condicionados por el régimen de flujo en el que se produce la deformación. También, puede resultar útil intentar situar los datos de los paleopiezómetros basados en el maclado mecánico en la envolvente de Brace-Goetze (Goetze, 1978; Brace y Kohlstedt, 1980) para entender los límites de su aplicabilidad. Tal vez el modelo de resistencia litosférica más conocido sea el denominado “sándwich de gelatina” (Molnar, 1982). De acuerdo con este modelo la litosfera es un cuerpo elástico en el que se diferencian tres capas: una corteza superior sismogénica con una respuesta reológica caracterizada por la envolvente de resistencia friccional hasta aproximadamente los 18 km de profundidad, donde se alcanzan unas condiciones de resistencia mecánica máxima. La resistencia de la capa sismogénica está caracterizada, en un diagrama de esfuerzo diferencial *versus* profundidad (Fig. 16), por dos rectas de pendiente creciente y que definen la resistencia mecánica de las rocas en condiciones superficiales y cuya respuesta mecánica se ajusta a la regla de Byerlee (Byerlee, 1978). A mayor profundidad la litosfera se hace más débil hasta alcanzar aproximadamente los 30 km en donde las rocas cambian a una composición más básica. La respuesta mecánica de esta capa intermedia es la de un sólido visco-plástico y su envolvente de resistencia mecánica la define una curva asintótica del tipo “*power law creep*” (Fig.16). El cambio a una composición básica de la corteza inferior y ultrabásica del manto superior, pueden producir un drástico aumento de la resistencia mecánica de estas dos capas litosféricas, puesto que la composición anhídrica de las rocas impediría las reacciones progradas de deshidratación (Rutter y Brodie, 1992). Sin embargo, la reducción del tamaño de grano de las rocas de falla y el calentamiento por cizalla en las regiones tectónicamente activas pueden disminuir en gran medida la resistencia mecánica de la corteza inferior y el manto superior (Rutter y Brodie, 1992; Hartz y Podladchikov, 2008). En consecuencia existe incertidumbre sobre la validez del modelo de “sándwich de gelatina”, con respecto a la resistencia mecánica de la corteza inferior y el manto superior. Jackson (2002) argumentó que la revisión de la localización de los terremotos profundos sugería simplificar este modelo en una única capa sismogénica y una base litosférica débil. A este nuevo modelo lo denominaron modelo de “crema brûlée” (Burov y Watts, 2006). Sin embargo Burov y Watts (2006) indican que aunque este segundo modelo puede ser válido en algunos contextos geodinámicos, es un modelo inestable desde el punto de vista mecánico, al no soportar la duración de los ciclos orogénicos (> 10 m.a.), ni el rebote elástico de la litosfera necesario para mantener la altura de los orógenos actuales, como es el caso de los

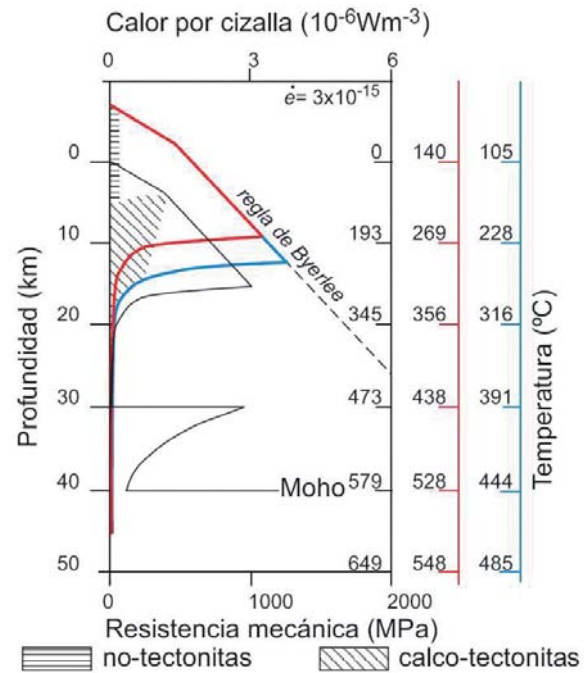


Fig. 16.- Modelos reológicos de resistencia litosférica hasta una profundidad de 40 km, donde se sitúa el Moho de acuerdo con los modelos. Se muestran dos modelos extremos, uno considera el calentamiento por cizalla (línea roja) mientras que el otro no considera este efecto (línea azul). Las condiciones de partida son las definidas para “la envolvente de Brace-Goetze” en Hartz y Podladchikov (2008). Los modelos reproducen el engrosamiento isostático de la litosfera durante 9 m.a, lo que baja el Moho hasta los 80 km. El campo de operatividad de los paleopiezómetros basados en el maclado mecánico de la calcita se diferencia con dos tramas: los que operan en el campo del “*creep* friccional” (trama rayada horizontal) de los que operan en el campo del “*power law creep*” (trama rayada oblicua).

Himalaya. En cualquier caso, para la discusión de este trabajo no es necesario conocer cuál es la resistencia mecánica del manto superior, puesto que sí existe un amplio consenso en aceptar la parte alta y media de la envolvente de Brace-Goetze, que se caracteriza por la regla de Byerlee seguida por una resistencia del tipo “*power law creep*”, que es donde pueden ser operativos los paleopiezómetros basados en el maclado mecánico de la calcita. Así por ejemplo la fuerza de empuje necesaria para la meseta Tibetana (> 2000 km², situados a una altura media > 4000 m) requiere unos esfuerzos diferenciales medios de 120 MPa, mientras que la caída del esfuerzo media observada en los terremotos de la zona varían en un rango entre 1-10 MPa (Jackson, 2002). La reciente evaluación de los esfuerzos diferenciales que operan en la zona de falla del Karakorum, localizada en el borde SE de la meseta Tibetana (Rutter *et al.*, 2007), elevan estos valores hasta \approx 200 MPa en la zona de transición frágil-dúctil. Mientras que, en profundidad, la capa de corteza media y baja viscosidad localizada a unos 32 km por debajo de la meseta tibetana, cuando se modeliza como un granitoide parcialmente fundido, requiere tan sólo un esfuerzo de cizalla de 0,1 MPa para adaptarse a las restricciones geofísicas y producir un desplazamiento en superficie de 50 mm/año compatible con las medidas reales de GPS (Rutter *et al.*, 2011).

Las fábricas de calizas no-tectonitas, deformadas supuestamente bajo condiciones de flujo friccional deberían aportar datos de esfuerzo de fluencia crecientes conforme aumenta la profundidad de la muestra, como lo hacen tanto las calibraciones de Friedman y Heard (1974) o cuando se aplican los métodos de Jamison y Spang (1976), el de Groschong (1974) o el de Lacombe y Laurent, (1992), que utilizan parámetros lineales con calibraciones que aumentan el esfuerzo diferencial conforme aumenta la temperatura. Sin embargo en las calco-tectonitas, caracterizadas por desarrollar una marcada CPO, la deformación se debe producir básicamente por plasticidad intracrystalina. En estas condiciones sólo resultan adecuados los paleopiezómetros basados en tamaños de grano recristalizado (Schmid *et al.*, 1980; Rutter (1995), o las calibraciones experimentales basadas en la densidad (D) o la incidencia del maclado mecánico (J) producidas en estas condiciones (Rowe y Rutter, 1990). Estas calibraciones muestran un comportamiento del esfuerzo de fluencia de tipo asintótico, en donde el esfuerzo diferencial disminuye conforme aumenta la temperatura cuando se combinan los datos experimentales con los medidos en condiciones naturales (Rutter, 1995) (Fig. 13). Si se considera el calentamiento por cizalla en la envolvente de Brace-Goetze cuando se compara con los valores obtenidos de los paleopiezómetros basados en calcitas se obtienen resultados más realistas, puesto que el perfil que se obtiene (Fig. 16) se ajusta mejor a los valores anómalamente altos de flujo de calor en superficie que presentan las zonas tectónicamente activas (Hartz y Podladchikov, 2008). Además como se ha visto en este trabajo, los paleopiezómetros aplicables a las calizas no-tectonitas tienen varias restricciones, de las cuales tal vez la más importante sea que sólo se pueden aplicar a rocas cuya deformación interna es $< 3\%$. En estas condiciones es difícil tener certeza sobre el significado geológico del esfuerzo de fluencia estimado. Tampoco es aceptable asumir un valor constante de τ_c , puesto que las maclas mecánicas provocan endurecimiento por deformación y, en consecuencia, es más realista suponer un rango $10 \leq \tau_c \leq 50$ MPa, para valores de $0,343 \leq \gamma \leq 1$. Por todo ello, parece que el único paleopiezómetro válido para aplicarlo en calizas no-tectonitas sería el propuesto por Lacombe y Laurent, (1992) y Laurent *et al.*, (1990; 2000) y que, como se ha explicado, no aporta valores absolutos del esfuerzo de fluencia. En cualquier caso parece imprescindible realizar un amplio muestreo que permita establecer no sólo un valor de esfuerzo de fluencia, sino un gradiente para el esfuerzo de fluencia en una zona de deformación natural, que sirva para comprobar cómo varía conforme varían los gradientes geotérmicos o geobáricos y poder establecer la relación entre las distintas microestructuras y el régimen de flujo bajo el cual se desarrollan.

El apartado dedicado a las orientaciones cristalográficas preferentes también suscita otra breve discusión, puesto que tanto las CPOs tipo- c y tipo- e como las tipo- $e+a/h$ y las tipo- r , desarrolladas en calcitas deformadas respectivamente a baja y alta temperatura, muestran un número muy limitado de sistemas de deslizamiento activos. Así, las fábricas caracterizadas por IPFs con un único máximo su-

gieren que los granos tienden a orientarse hacia una única dirección, aunque el máximo sobre e es el resultado combinado del maclado en e y el deslizamiento sobre r en sentido negativo, mientras que las fábricas tipo- c sugieren una actividad importante del maclado. Esta característica es consistente con la respuesta mecánica de otros materiales geológicos y evidencian las limitaciones de la teoría de Taylor (1938) aplicada a materiales geológicos. El modelo visco-plástico auto-consistente (Molinari *et al.*, 1987) se adapta mejor a la respuesta mecánica de materiales de baja simetría, en los que la tasa de deformación de cada cristal en el agregado es función de su orientación y en consecuencia la distribución de los tamaños de grano de la SPO pueda ser bimodal (Wenk, 1999). Sin embargo, las fábricas de calcita tipo- c son un caso particular. Se forman preferentemente en agregados de tamaño de grano fino, tanto en agregados sintéticos compactados y calentados en condiciones estáticas (Rutter *et al.*, 1994), como en fábricas intensamente deformadas en experimentos de torsión (Casey *et al.*, 1998) y en ultramilonitas deformadas en condiciones naturales (Casey *et al.*, 1998; Fernández *et al.*, 2004). Las fábricas tectónicas tipo- c en calco-milonitas se interpretan como formadas en condiciones de flujo de estado estable por un mecanismo combinado de *creep* de dislocaciones y deslizamiento de borde de grano que producen un máximo centrado en c y sub-perpendicular al plano de cizalla (Casey *et al.*, 1998). Por lo tanto, el desarrollo de CPOs no se limita sólo al régimen de la deformación plástica intracrystalina, sino que también es posible a altas temperaturas y en fábricas de grano fino en las que el deslizamiento de borde de grano combinado con mecanismos de transferencia de masa por difusión pueden ser operativos (Rutter *et al.*, 1994). En estas condiciones las fábricas de calcita parecen llegar a un extraño equilibrio de estado estable en el que cuando la $\gamma > 5$ y la SPO está definida por $> 90\%$ de cristales recristalizados equigranulares de $\varnothing \approx 4 \mu\text{m}$, las calco-milonitas fluyen en un régimen de estado estable y a menor τ_c que el necesario para deformación plástica intracrystalina, alcanzando el índice textural de las CPO valores $J \approx 7$ (Pieri *et al.*, 2001b).

Para finalizar queremos indicar algunas líneas de investigación que pueden ser interesantes a la luz del estado de conocimiento actual en relación con las fábricas tectónicas desarrolladas sobre calizas. Parece necesario diseñar nuevos experimentos para obtener calibraciones basadas en la densidad de maclado para condiciones de baja temperatura y de gran rango de esfuerzos diferenciales que permitan calibrar el esfuerzo de flujo en el campo del “*creep* friccional”, que es un mecanismo fuertemente dependiente del tamaño de grano, la presión de poro y produce calentamiento por deformación y reducción de tamaño de grano en estado sólido. Este mecanismo debe ser el dominante en la región sismogénica de la litosfera y normalmente requiere un aumento del esfuerzo de fluencia conforme aumenta la profundidad. Estos futuros trabajos pueden ayudar a entender cómo se produce la transición entre ambos regímenes de deformación, puesto que el maclado mecánico de la calcita es operativo en los dos regímenes de flujo y no depende directamente de la temperatura. Es necesario inves-

tigar también los mecanismos que relacionan el maclado mecánico con los procesos de recristalización dinámica diseñando nuevos experimentos de alta deformación en las condiciones límite entre el *creep* friccional y la deformación plástica intracristalina. Por último, ampliar el conocimiento de las fábricas de calcita desarrolladas en condiciones naturales en distintos contextos orogénicos permitirá deducir las condiciones de deformación en las distintas partes del orógeno y contrastar estos resultados con los obtenidos en las investigaciones experimentales y los modelos numéricos.

Conclusiones

El maclado mecánico de calcita es un mecanismo de cizalla simple perfecto que puede ser activado a bajos esfuerzos de cizalla, cuando las rocas tienen un tamaño de grano suficientemente grande, o a altos esfuerzos de cizalla cuando presentan tamaño de grano fino. Esta microestructura se puede producir tanto en condiciones del *creep* friccional como en el campo de la deformación plástica intracristalina. Las fábricas y texturas que se desarrollan en calizas no-tectonitas presentan maclado mecánico y dominan las estructuras relacionadas con los procesos de disolución por presión, mientras que las de calco-tectonitas y las calco-milonitas manifiestan una CPO bien definida y característica de las distintas condiciones de deformación bajo las que se pueden desarrollar. Por lo tanto, mediante las fábricas tectónicas desarrolladas en calizas se puede caracterizar las condiciones de deformación y en algunas ocasiones determinar el esfuerzo de fluencia y la deformación finita. Los métodos analíticos y su utilidad se restringen a unas condiciones muy concretas. Así, en calizas no-tectonitas los métodos de la medida de la deformación basados en el maclado mecánico de la calcita sólo son aplicables dentro del rango $0,343 \leq \gamma \leq 1$, suelen subestimar la deformación aunque dan valores de la orientación de las direcciones principales de la deformación compatibles con la orientación del elipsoide de esfuerzos. Si se produce maclado la distribución de la deformación no es homogénea, pero el campo de esfuerzo si es homogéneo, luego es adecuado para la determinación del esfuerzo. La orientación de los sectores T y C de Turner y Weiss (1963) se aproxima a la orientación del campo de esfuerzos siempre que la deformación de las fábricas sea pequeña y que la simetría de los diagramas sea ortorrómbica.

La variación de la densidad de maclado D y del tamaño de las calcitas recristalizadas dinámicamente d es proporcional a la variación del esfuerzo diferencial. Aunque la incidencia del maclado J es dependiente del tamaño de grano, su calibración como paleopiezómetro, considerando distintos intervalos de tamaño de grano, es la que aporta mayor precisión a la medida obtenida (Rowe y Rutter, 1990).

La característica dominante de la mayor parte de las IPF de fábricas de calcita deformada en condiciones naturales o por compresión axi-simétrica en laboratorio es el máximo de ejes- c paralelo a la dirección de σ_1 , formando fábricas tipo- c . Las fábricas tipo- e , de baja temperatura, desarrollan un hombro alrededor de la posición del polo del plano e .

Se interpretan como formadas por la actividad de maclado y deslizamiento sobre r . Las fábricas de alta temperatura tipo- r y tipo- $e+a/h$ (para una configuración compresiva axi-simétrica de la deformación, o los tipos correspondientes de fábricas para otras configuraciones) se desarrollan por la acción combinada de maclado y los deslizamientos sobre r y en menor medida sobre f . Puesto que el maclado mecánico depende del tamaño de grano, las CPO en calcitas de grano grueso suelen desarrollar fábricas tipo- e o tipo- $e+a/h$, mientras que las desarrolladas sobre calizas de grano fino, más resistentes al maclado, suelen producir fábricas tipo- c o tipo- r . En régimen de flujo sensible al tamaño de grano también pueden desarrollar CPOs, aunque más lentamente que cuando se forman por plasticidad intracristalina, en función de la relación entre el esfuerzo de fluencia y la velocidad de nucleación y crecimiento de los cristales recristalizados.

Agradecimientos

En memoria de Martin Casey, José Manuel González Casado y Luigi Burlini, colegas recientemente fallecidos en ese orden y que con sus importantes contribuciones en deformación de agregados de calcita han contribuido a esta revisión. También agradecer el buen trabajo de revisión de Miguel Orozco y Carlos Fernández. Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2010-14890, CGL2011-23628 y “Topo-Iberia” project (Ref. CSD2006-0041) CONSOLIDER-INGENIO 2010 programas auspiciados por el Ministerio de Educación y Ciencia y el Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER).

Referencias

- Austin, N.J. y Evans, B. (2007): Paleowattmeters: A scaling relation for dynamically recrystallized grain size. *Geology*, 35: 343-346.
- Barber, D.J., Wenk, H.-R., Gómez-Barreiro, J. Rybacki, E. y Dresen, G. (2007): Basal slip and texture development in calcite: new results from torsion experiments. *Physics and Chemistry of Minerals*, 34: 73-84.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L. y Kunze, K. (2004): The role of recrystallisation on the deformation behavior of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble. *Journal of Structural Geology*, 26: 885-903.
- Brace, W.F. y Kohlstedt, D.L. (1980): Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments. *Journal of Geophysical Research*, 85: 6248-6252.
- Bunge, H., (1982): *Texture Analysis in Materials Science: Mathematical Models*. Butterworths, London, 593 pp.
- Burkhard, M. (1993): Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology*, 15: 351-368.
- Burov, E.B. y Watts, A.B. (2006): The long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or “crème brûlée”. *GSA Today*, 16: 4-10.
- Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics*, 116: 615-626.
- Casey, M., Rutter, E.H., Schmid, S.M., Siddans, A.W.B. y Whalley, J.S. (1978): Texture development in experimentally de-

- formed calcite rocks. In: *Proceedings of ICOTOM 5*, eds. G. Gottstein and K. Lucke, Aachen 2: 231-240.
- Casey, M., Kunze, K. y Olgaard, D.L. (1998): Texture of Solnhofen Limestone deformed to high strains in torsion. *Journal of Structural Geology*, 20: 255-267.
- Castanier, S., Le Métayer-Levrel G., y Perthuisot, J.P., (1999): Carbonates precipitation and limestone genesis-the microbiologist point of view. *Sedimentary Geology*, 126: 9-23.
- Conel, J.E. (1962): Studies of the development of fabrics in some naturally deformed limestones (Ph.D. Thesis), California Institute of Technology, Pasadena. 257 p.
- Covey-Crump, S.J. y Rutter, E.H. (1989): Thermally induced grain growth of calcite marbles on Naxos Island, Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 69-86.
- De Bresser, J.H.P., y Spiers C.J., (1997): Strength characteristic of the *r*, *f* and *c* slip systems in calcite. *Tectonophysics*, 272: 1-23.
- De Bresser, J.H.P., J.H. Ter Heege, y Spiers C.J., (2001): Grain size reduction by dynamic recrystallization: Can it result in major rheological weakening. *International Journal of Earth Science* 90, 28-45.
- Dietrich, D. y Song, H. (1984): Calcite fabrics in a natural shear environment, the Helvetic nappes of western Switzerland. *Journal of Structural Geology*, 6: 19-32.
- Echecopar, A., Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981): An inverse problema in microtectonics for the determination of stress tensors from fault striation analysis. *Journal of Structural Geology*, 3: 51-65.
- Evans, M.A. y Dunne, W.M. (1991): Strain factorization and partitioning in the North Mountain thrust sheet central Appalachians, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 13(1): 21-35.
- Fernández, F.J., Brown, D., Álvarez-Marrón, J., Prior, D.J. y Pérez-Estaún, A. (2004): Microstructure and lattice preferred orientation of calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 67-79.
- Fernández, F.J., Menéndez-Duarte, R., Aller, J. y Bastida, F. (2005): Application of Geographical Information Systems to shape-fabric analysis. In (D. Bruhn y L. Burlini Eds): *High-strain zones, structure and physical properties*. Geological Society, London, Special Publication 245: 409-420.
- Ferrill, D.A. (1998): Critical re-evaluation of differential stress estimates from calcite twins in coarse-grained limestone. *Tectonophysics*, 285: 77-86.
- Friedman, M. (1967): Description of rocks and rock masses with a view toward their mechanical behavior. *1st International Congress of Rock mechanics*, Lisbon, Portugal, Proceedings III: 181-197.
- Friedman, M. y Heard, H.C. (1974): Principal stress ratios in Cretaceous limestone from Texas Gulf Coast. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 58(1): 71-78.
- Goetze, C. (1978): The mechanism of creep in olivine. *Royal Society of London Philosophical Transactions*, ser. A, 288: 99-119.
- González-Casado, J.M., Jiménez-Berroso, A., García-Cuevas, C. y Elorza, J. (2003): Strain determinations using inoceramid shells as strain markers: a comparison of the calcite strain gauge technique and the Fry method. *Journal of Structural Geology*, 25: 1773-1778.
- Griggs, D.T. y Miller, W.B. (1951): Deformation of Yule marble: part I-Compression and extension experiments on dry Yule marble at 10,000 atmospheres confining pressure, room temperature. *Geological Society of America Bulletin*, 62, 8: 853-862.
- Groshong, R.H.Jr. (1972): Strain calculated from twinning in calcite. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 2025-2038.
- Groshong, R.H.Jr. (1974): Experimental test of least-squares strain gage, calculation using twinned calcite. *Geological Society of America Bulletin*, 85: 1855-1864.
- Handing, J. y Hager, R.V. Jr. (1958): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at high temperature. *AAPG Bulletin*, 42: 2892-2934.
- Hartz, E.H. y Podladchikov, Y.Y. (2008): Toasting the jelly sandwich: The effect of shear heating on lithospheric geotherms and strength. *Geology*, 36: 331-334.
- Herwegh, M. y Berger, A. (2003): Differences in grain growth of calcite: a field-based modeling approach. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145: 600-610.
- Jackson, J. (2002): Strength of the continental lithosphere: time to abandon the jelly sandwich? *GSA Today*, 12: 4-8.
- Jamison, W.R. y Spang, J.H. (1976): Use of calcite twin lamellae to infer differential stress. *Geological Society of America Bulletin*, 87: 868-872.
- Jeffreys, H. (1970): *The earth*: Cambridge, UK, Cambridge University Press, 300 pp.
- Klassen-Neklyudova, M.V. (1964): "Mechanical Twinning of Crystals" (J.E.S. Bradley, trans.). Consultants Bureau, New York, 213 pp.
- Lacombe, O. y Laurent, Ph., (1992): Determination of principal stress magnitudes using calcite twins and rock mechanics data. *Tectonophysics*, 202: 83-97.
- Laurent, Ph., Bernard, P., Vasseur, G. y Echecopar, A. (1981): Stress tensor determination from the study of e twins in calcite: a linear programming method. *Tectonophysics*, 78: 651-660.
- Laurent, Ph., Tourneret, C. y Laborde, O. (1990): Determining deviatoric stress tensors from calcite twins. Application to monophased synthetic and natural polycrystals. *Tectonic*, 9(3): 379-389.
- Laurent, Ph., Kern, H. y Lacombe, O. (2000): Determination of deviatoric stress based on inversion of calcite twin data from experimentally deformed monophase samples. Part II. Axial and triaxial stress experiments. *Tectonophysics*, 327: 131-148.
- Lebensohn R.A., Wenk, R-H. y Tomé C.N. (1998): Modelling deformation and recrystallization textures in calcite. *Acta Materialia*, 41: 2611-2624.
- Lister, G.S. (1978): Texture transitions in plastically deformed calcite rocks. In: Proc conf on textures of materials, vol II, Aachen (edited by G. Gottstein and K. Lucke), 199-210.
- Llana-Funez, S y Rutter, E.H. (2005): Distribution of non-plane strain in experimental compression of short cylinders of Solnhofen limestone. *Journal of Structural Geology*, 27: 1205-1216.
- Llana-Funez, S. y Rutter, E.H. (2008): Strain localization during direct shear experiments on Solnhofen limestone – effects of transpression. *Journal of Structural Geology*, 30: 1372-1382.
- Molinari, A., Canova, G.R., y Ahzi, S. (1987): A self-consistent approach of the large deformation polycrystal viscoplasticity. *Acta Metallica* 35: 2983-2994.
- Molnar, P. (1992): Brace-Goetze strength profiles, te partition of strike-slip and thrust faulting at zones of oblique convergence, and the stress-heat flow paradox of the San Andreas fault, in Evans, B. and Wong, T-F. eds., *Fault mechanics and transport properties of rocks: A Festschrift in honor of W.F. Brace*. London. Academic Press, 455-459.
- Olgaard, D.L. y Evans, B. (1988): Grain growth in synthetic marbles eith added mica and water. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 246-260.

- Olsson, W.A. (1974): Grain size dependence of yield stress in marble. *Journal of Geophysical Research*, 79: 4859-4862.
- Panozzo, R. (1983): Two-dimensional analysis of shape fabric using projections of lines in a plane. *Tectonophysics*, 95: 279-294.
- Panozzo, R. (1984): Two-dimensional strain from the orientations of lines in a plane. *Journal of Structural Geology*, 6: 215-222.
- Paterson, M.S. (1958): Experimental deformation and faulting in Wombeyan marble. *Geological Society of America Bulletin*, 69: 465-476.
- Pfiffner, O.A. (1982): Deformation mechanisms and flow regimes in limestones from the Helvetic zone of the Swiss Alps. *Journal of Structural Geology*, 4: 429-442.
- Pfiffner, O.A. y Burkhard, M. (1987): Determination of paleostress axes orientation from faults, twin and earthquake data. *Annales Tectonicae*, 1: 48-57.
- Pieri, M., Kunze, K., Burlini, L., Stretton, I. Olgaard, D.L., Burg, J.-P. y Wenk, H.-R. (2001a): Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000 K during torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophysics*, 330: 119-140.
- Pieri, M., Burlini, L., Kunze, K., Stretton, I. y Olgaard, D.L. (2001b): Rheological and microstructural evolution of Carrara marble with high shear strain: results from high temperature torsion experiments. *Journal of Structural Geology*, 23: 1393-1413.
- Prior, D. J., Boyle, A. P., Brenker, F., Cheadle, M. C., Day, A., López, G., Peruzzo, L., Potts, G. J. Reddy, S., Spiess, R., Timms, N. E., Trimby, P., Wheeler, J. y Zetterström, L. (1999): The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problems in rocks. *American Mineralogist*, 84: 1741-1759.
- Rowe, K.J. y Rutter, E.H. (1990): Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology*, 12: 1-17.
- Rutter, E. H. (1972): The influence of interstitial water on the rheological behavior of calcite rocks. *Tectonophysics*, 14: 13-33.
- Rutter, E. H. (1974): The influence of temperature, strain rate, and interstitial water on the rheological behavior of calcite rocks. *Tectonophysics*, 22: 311-334.
- Rutter, E.H. (1995): Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysical Research* 100(B12): 24.651-24.663.
- Rutter E.H. y Brodie K.H. (1991): Lithosphere rheology-a note of caution. *Journal of Structural Geology*, 13: 363-367.
- Rutter E.H. y Brodie K.H. (1992): Rheology of the lower crust. In: Fountain D.M, Arculus R.J. y Kay R. W., eds. *Continental Lower Crust*. Amsterdam, London, New York, Tokyo: Elsevier. 201-267.
- Rutter, E.H., Casey, M. y Burlini, L. (1994): Preferred Crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *Journal of Structural Geology*, 16 (10): 1431-1446.
- Rutter, E.H., Faulkner, D.R., Brodie, K.H., Phillips, R.J. y Searle, M.P. (2007): Rock deformation processes in the Karakoram fault zone, Eastern Karakoram, Ladakh, NW India. *Journal of Structural Geology*, 29 (8): 1315-1326.
- Rutter, E.H., Mecklenburgh y Brodie, K.H. (2011): Rock mechanics constrains on mid-crustal, low viscosity flow beneath Tibet. In: D. Prior, E. Rutter & D. Tatham (eds), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics, Special publication of the Geological Society of London*, 360: 329-336.
- Sachs, G. (1928): Zur Ableitung einer Fließbedingung. *Zeitschrift Verein Deutsches Ingenieur*, 72: 734-736.
- Schmid, S.M., Boland, J.N. y Paterson, M.S (1977): Superplastic flow in fine grained limestone. *Tectonophysics*, 43: 357-391.
- Schmid, S.M., Paterson, M.S. y Boland, J.N., (1980): High temperature flow and dynamic recrystallization in Carrara marble. *Tectonophysics*, 65: 245-280.
- Schmid, S.M., Casey, M. y Starkey, J. (1981): The microfabric of Calcite Tectonites from the Helvetic Nappes (Swiss Alps). *Spec. Pub. Geological Society of London*, 9: 151-158.
- Schmid, S.M., Panozzo, R. y Bauer, S. (1987): Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Journal of Structural Geology*, 9 (5/6): 747-778.
- Spang, J.H. (1972): Numerical method for dynamic analysis of calcite twin lamellae. *Geological Society of America Bulletin*, 83: 467-472.
- Spiers, C.J. (1979): Fabric development in calcite polycrystals deformed at 400°C. *Bulletin Minéralogique*, 102: 282-289.
- Spiers, C.J. (1982): *The development of deformation textures in calcite rocks*. Unpublished Ph. D. Thesis, University of London.
- Taylor, G.I. (1938): Plastic strain in metals. *Journal of the Institute of Metals*, 62:307-324.
- Turner, F. J. (1953): Nature and dynamic interpretation of deformation lamellae in calcite of three marbles. *American Journal of Science*, 251: 276-298.
- Turner, F. J. (1962): "Compression" and "tension" axes determined from {0114} twinning in calcite. *Abs. Journal of Geophysical Research*, 67:1660.
- Turner, F.J. (1975): Biaxial calcite: occurrence optics and associated minor strain phenomena. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56, 247-255.
- Turner, F.J. y Orozco, M. (1976): Crystal bending in metamorphic calcite, and its relations to associated twinning. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57: 83-97.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*, McGraw-Hill, New York, 545 p.
- Turner, F. J., Griggs, D. T., Clark, R.H. y Dixon, R. (1956): Deformation of Yule marble, part VII. Development of oriented fabrics at 300° to 500° C. *Geological Society of America Bulletin*, 67: 1259-1294.
- Turner, F.J., Griggs, D.T. y Heard, H.C., (1954): Experimental deformation of calcite crystals. *Geological Society of America Bulletin*, 65: 883-934.
- Turner, C. y Laurent, P. (1980): Paleo-stress orientations from calcite twins in the North Pyrenean foreland, determined by the Etchecopar inverse method. *Tectonophysics*, 180: 287-302.
- Twiss, R.J., (1977): Theory and applicability of a recrystallized grain size piezometer. *Pure Applied Geophysics*, 115: 227-244.
- Weiss, L.E. (1954): A study of tectonic style: structural investigation of a marble quartzite complex southern California. *University of California Publications in Geological Science*, 30: 1-12.
- Wenk, R.H. (1999): A voyage through the deformed Earth with the self-consistent model. *Modelling Simulations of Material Science Engineering*, 7: 699-722.
- Wenk, R.H., Wenk, S. y Baker, D.W. y Turner, F.J. (1973): Preferred orientation in experimentally deformed limestone. *Contribution to Mineral and Petrology*, 38: 81-114.

APÉNDICE 1**Preparación de láminas ultradelgadas de doble cara pulida**

Pulir manualmente las dos caras mayores del taco de la muestra. La cara de la muestra que va a ir pegada al porta-muestras y éste se pulen con polvo de carborundum (SiC) nº 400. Después, pulir la otra cara con SiC nº 600 y 1200 y finalizar puliendo con polvo de alúmina (Al_2O_3) de 5 y 1 μm . A continuación, sumergir el taco en una solución de HCl diluido al 1 % durante 5 segundos, con el objeto de abrir los límites intergranulares y después lavar, secar y pegar el taco de muestra al porta-muestras. Una vez pegado, el taco se puede desbastar primero con SiC para obtener una lámina delgada estándar de 20-30 μm . Finalmente, se continúa puliendo con polvo de diamante (nº 120-200-400 y 500) y cuando se comienzan a ver los colores de interferencia de primer orden se hace un pulido final con Al_2O_3 de 5, 1 y 0,3 μm .

APÉNDICE 2**Preparación de lámina delgada estándar de agregados policristalinos de calcita para análisis EBSD**

Comienza con un pulido manual de alúmina (de 5 y 1 μm). Este proceso dura aproximadamente una hora. Después se hace un pulido final de 5 minutos de duración en una mesa de pulir con TiO_2 , lavando y secando la muestra al finalizar esta operación.

Una vez pulida, la muestra se debe metalizar para poder analizarla en el SEM con un alto ángulo de incidencia del haz de electrones, aunque en el caso de imágenes forescattered, el metalizado no es necesario. La metalización se suele hacer con una película de carbono. El objeto de la metalización es evitar problemas de carga, debido a la baja conductividad de los materiales geológicos. El grosor de la capa de carbono debe ser de aproximadamente 4 nm. Esta película de carbono es suficiente para evitar problemas de carga, y es lo suficientemente delgada para no enmascarar la topografía de las microestructuras habituales, como son los bordes de los granos y los bordes de los planos de macla (Fig. 2). Este grosor de metalizado se consigue utilizando una aceleración de voltaje de 15 kv en la cámara de vacío durante un tiempo inferior a 10 segundos, habitualmente entre 2 y 5 segundos.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 13 DE DICIEMBRE DE 2010.

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 17 DE FEBRERO DE 2011.