

Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión.

Strain determinations into the Cameros basin using calcite e-twins from calcite veins.

C. García-Cuevas* y J.M. González-Casado**

* Dpto de Geodinámica. Facultad de Geología. Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid. España.

** Dpto. de Q.A. Geología y Geoquímica, Facultad de Ciencias. Universidad Autónoma de Madrid, 28049 Madrid. España.

ABSTRACT

In the central part of the Cameros basin (NW Iberian Chain) has been analysed the orientation of calcite c-axes and e-twin from the sparitic grains that filled extension veins in this region. The c-axis orientations allow to establish that during the mesozoic extensional episode, when was developed this basin, besides of an extension NE-SW also existed another with a NNW-SSE trend, this last extension direction probably has a regional character.

The calcite e-twins show the existence of two different orientations for strain ellipsoids. A first group has orientations that would be compatible with structures associated with the development of the basin inversion and with the NE-SW schistosity. While the other is almost perpendicular to the former and it is compatible with a NW-SE compression not described until the moment. This last deformation episode probably has a regional meaning (Guadarrama compression? from Capote et al., 1990), and it likely also has a relative importance in the development of structures that show this region.

Key words: Iberian Chain, Cameros basins, calcite vein, calcite e-twins, strain determinations

Geogaceta, 24 (1998), 135-138

ISSN: 0213683X

Introducción

La Cuenca de Cameros se localiza en el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica, entre la Sierra de la Demanda y la Sierra del Moncayo (Fig. 1). Es una cuenca extensional, en la que se acumuló una potente serie sedimentaria (> 5.000 m de espesor vertical) de carácter fundamentalmente continental, entre el Jurásico superior y el Cretácico inferior. Son numerosos los trabajos que estudian las características estratigráficas y la evolución tectonosedimentaria de los sedimentos que rellenan la cuenca (e.g. Tischer, 1966; Guiraud y Séguret, 1985; Mas *et al.*, 1993). Tradicionalmente, se han diferenciado dentro de estos materiales cinco unidades con rango de grupo (grupos: Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván). Recientemente, se ha determinado la organización de estos sedimentos en seis secuencias deposicionales separadas entre sí por discontinuidades, cuyos límites no coinciden exactamente con la estructuración anterior (Mas *et al.*, 1993).

En la actualidad, esta unidad tiene una geometría de "pop-up" y se encuentra limitada al NE y al SO por fallas inversas, que la superponen sobre los materiales sedimentarios de la cuencas del

Ebro y Almazán (Fig.1) (Casas, 1990; Guimera *et al.*, 1995). Esta inversión de la cuenca tuvo lugar durante el Cenozoico (Oligoceno-Mioceno). Las deformaciones producidas durante esta etapa compresiva afectan especialmente a los materiales que afloran en los límites de la cuenca, mientras que las rocas situadas en el interior sólo aparecen débilmente plegadas. No obstante, los materiales del interior de la Cuenca de Cameros tienen una serie de estructuras de deformación peculiares. Así, por ejemplo, en la parte central de la Cuenca – que es la zona estudiada en este trabajo (Fig. 1) – las capas están afectadas por pliegues de gran longitud de onda generados probablemente durante la etapa de emplazamiento, además los niveles más lutíticos aparecen afectados por una esquistosidad que puede llegar a ser muy penetrativa (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Casas *et al.*, 1995). Estas esquistosidades aparecen en bandas con buzamientos opuestos, por lo que han sido interpretadas como abanicos de esquistosidades asociados a pliegues, desarrollados durante una etapa de acortamiento mesozoico (Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Casas *et al.*, 1995). Junto con la esquistosidad, la otra mesoestructura más característica es un conjunto de gran-

des grietas de tensión. Estas estructuras adquieren un gran desarrollo en las zonas donde los niveles de composición silíceas están afectados por el metamorfismo mesozoico incipiente que se observa en la cuenca (95-105 Ma, Casquet *et al.*, 1992). En estas áreas se observan grandes venas de cuarzo normales a la estratificación, que pueden alcanzar varios centímetros de anchura y más de un metro de longitud. Además, están rellenas de cristales prismáticos de cuarzo que se disponen normales a la superficie de las grietas. Estas venas se han relacionado tradicionalmente con la etapa extensional mesozoica de formación de la cuenca (Guiraud, 1983; Guiraud y Séguret, 1985; Guimera *et al.*, 1995; Mata Campo *et al.*, 1996) e indican una dirección de extensión media N 120° E (*op. cit.*). Mata Campo *et al.* (1996) a partir de la medida de las venas obtienen una magnitud de extensión para este sector de la Cuenca de Cameros que oscila entre el 2% y el 12%. Además del conjunto de venas citado, otros autores (e.g. Casquet *et al.*, 1992) describen la existencia de grietas de tensión subhorizontales mucho menos visibles que las anteriores, debido a su menor tamaño, que cortan y desplazan a las subverticales. Las grietas de tensión tam-

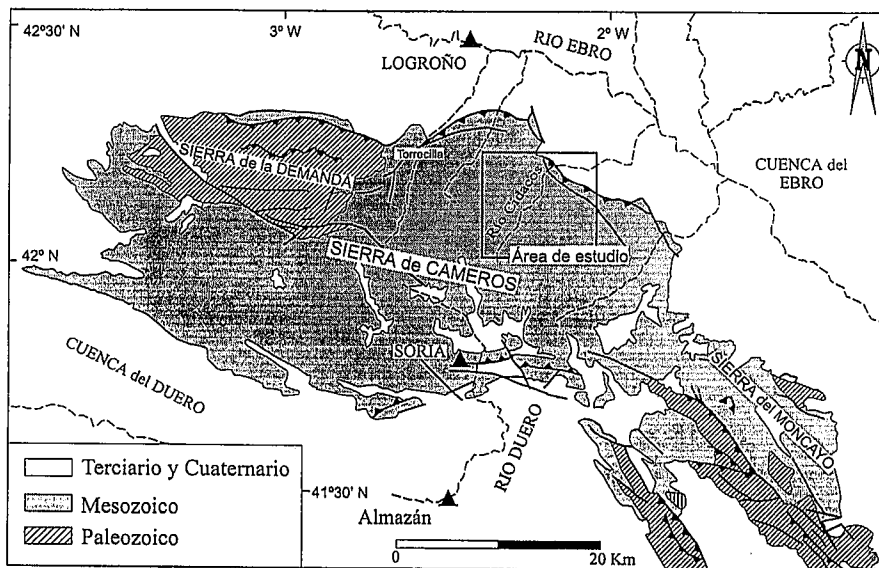


Fig. 1- Esquema geológico del sector noroccidental de la Cordillera Ibérica y localización de la zona de estudio.

Fig. 1- Geological sketch of the northern part of the Iberian chain and location of the studied area.

bién aparecen en los niveles carbonatados de la cuenca, donde son muy abundantes, pero generalmente tienen menor espesor.

El objetivo principal de este trabajo es intentar aportar nuevos datos sobre las deformaciones que afectan a la cuenca a partir del análisis microestructural detallado de las venas rellenas de calcita (ejes c y maclas de deformación), que no han sido estudiadas hasta el momento.

Metodología

En el sector central de la Cuenca de Cameros, en la zona comprendida entre Arnedillo, Yanguas, Muro de Aguas y San Pedro Manrique (Fig. 1) se han muestreado las venas calcíticas en nueve estaciones localizadas en los materiales carbonatados de los grupos Oncala y

Enciso, y en ocho estaciones situadas sobre los niveles carbonáticos del Jurásico marino, anterior a la formación de la cuenca. En todos los casos se tomaron varias muestras de roca, que contenían microvenas rellenas de cristales esparíticos de calcita.

Todas las muestras se tomaron orientadas y en cada una se elaboraron dos láminas delgadas cortadas perpendicularmente entre sí. La recolección de datos se realizó en un microscopio petrográfico dotado de una platina universal. Se midió la orientación del plano de macla y del eje óptico, en aquellos granos de calcita que presentaban al menos un sistema de maclado y que formaban parte del relleno de las venas de calcita, midiéndose aproximadamente 50 granos por muestra. Asimismo, se determinó la orientación de

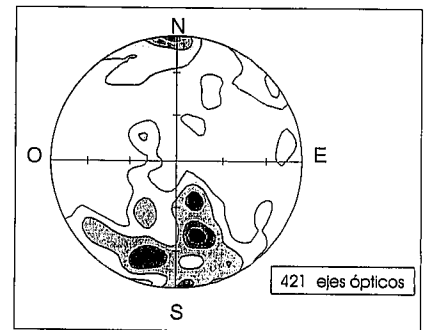


Fig. 3- Diagrama de densidades de los ejes ópticos de los cristales de calcita. Proyección de Schmid, hemisferio inferior. Intervalo de cada contorno: 2%.

Fig.3- Density contours of c-axes from calcite grains. Schmidt projection, lower hemisphere. Contour interval: 2%

las poblaciones de microvenas presentes en cada lámina delgada.

Los datos de las fábricas de calcita se analizaron mediante el método de Groshong (Groshong, 1972), con el programa desarrollado por Evans y Groshong (1994), que permite establecer las condiciones del tensor de deformación (relación axial del elipsoide de deformación y orientación del mismo), siempre y cuando, la deformación no sea excesivamente intensa y tenga lugar en condiciones de baja temperatura.

Resultados

Orientación de las venas

En las rosas de direcciones obtenidas se observan fundamentalmente tres máximos: N-S, NE-SO (N 60°) y ESE-ONO (N 100°) (Fig. 2a). Estas direcciones son las mismas que las definidas por Marqués *et al.* (1996) en el extremo oriental de la cuenca para juntas de tensión centimétricas. Pero los porcentajes obtenidos para cada familia de orientaciones son distintos. En los estudios previos (Guiraud y Séguret, 1985; Marqués *et al.*, 1996; Mata Campo *et al.*, 1996) el porcentaje máximo corresponde a la familia ESE para los materiales del interior de la Cuenca. En nuestro caso, en los materiales de los grupos Oncala y Enciso hay dos máximos de similar valor correspondientes a la familias N-S y E-O (fig. 2b), mientras que para los materiales previos (Jurásico marino) el porcentaje máximo corresponde a la familia NE-SO (fig. 2c).

Orientaciones de los ejes ópticos

En los trabajos anteriores (Guiraud y Séguret, 1985; Marqués *et al.*, 1996;

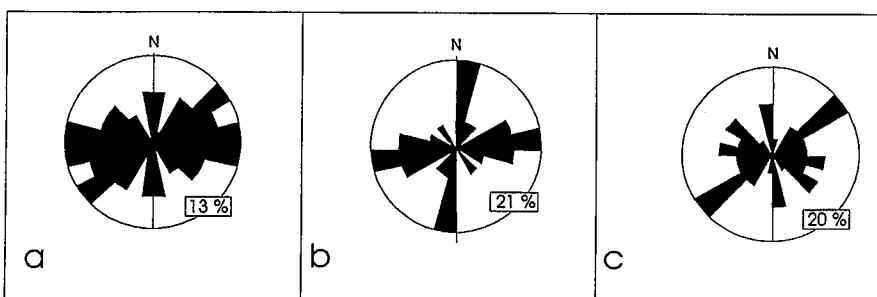


Fig. 2- Rosa de orientaciones de microvenas de calcita. a) para todas las muestras. b) para las muestras de los grupos Oncala y Enciso. c) para las muestras del Jurásico marino. Intervalo: 15°

Fig. 2- Rose diagram with the calcite micro-veins orientations. a) for all the samples. b) for the samples from Oncala and Enciso groups. c) for the samples from the marine Jurassic. Interval: 15 degrees.

Mata Campo *et al.*, 1996) no se miden de manera exhaustiva las orientaciones de los ejes ópticos de los cristales de cuarzo que rellenan las grietas de tensión, no obstante, dado su carácter normal a la superficie de las venas y la orientación media de éstas, cabe deducir que su proyección sobre el plano horizontal tendrá una orientación NE-SO. En este trabajo se han medido las orientaciones de más de 400 ejes ópticos de calcita, ya que su distribución estadística permite determinar las direcciones de extensión durante el crecimiento de los cristales y por tanto, las orientaciones de σ_3 durante la apertura de la vena. Los resultados obtenidos se muestran en la proyección estereográfica de la Fig. 3. Si se considera la proyección horizontal de estas orientaciones, existen dos máximos: uno orientado NE-SO (aprox. N 45°) que coincidiría con el previamente conocido de los cristales de cuarzo, y otro orientado NNO-SSE (aprox. N 155°) que ha sido citado en el sector NO de la cuenca (Guiraud y Séguret, 1985; Guimera *et al.*, 1995) pero que en base a estos resultados parece que tiene un carácter regional.

Maclado de la calcita (deformación)

En primer lugar se observa que no todas las venas muestreadas presentan maclas, éstas sólo aparecen en el 65% de los casos. La mayoría de los granos de calcita maclados presentan un único sistema de maclas y sólo ocasionalmente, algunos cristales de calcita presentan dos sistemas de maclado. En ningún momento se llegaron a diferenciar los tres sistemas de maclas posibles en un grano de calcita. Según la geometría de los planos de macla, éstas pueden clasificarse como maclas Tipo I (Buckhard, 1993) caracterizadas por presentar planos rectilíneos, visibles al microscopio como finas líneas negras rectas. Esta geometría sugiere una temperatura de formación inferior a los 200°C (Buckhard, 1993).

Mediante la metodología descrita en el apartado anterior se han determinado las direcciones de elongación máxima, mínima e intermedia para las etapas de deformación posteriores a la formación de las venas, es decir, posteriores a la etapa extensional. En una primera aproximación y para minimizar el efecto de deformaciones posteriores al maclado (basculamientos de las capas, etc.), hemos considerado la proyección horizontal de la dirección de elongación mínima, que en alguna medida refleja la dirección de σ_1 . Las direcciones obtenidas se pueden agrupar en dos grandes conjuntos:

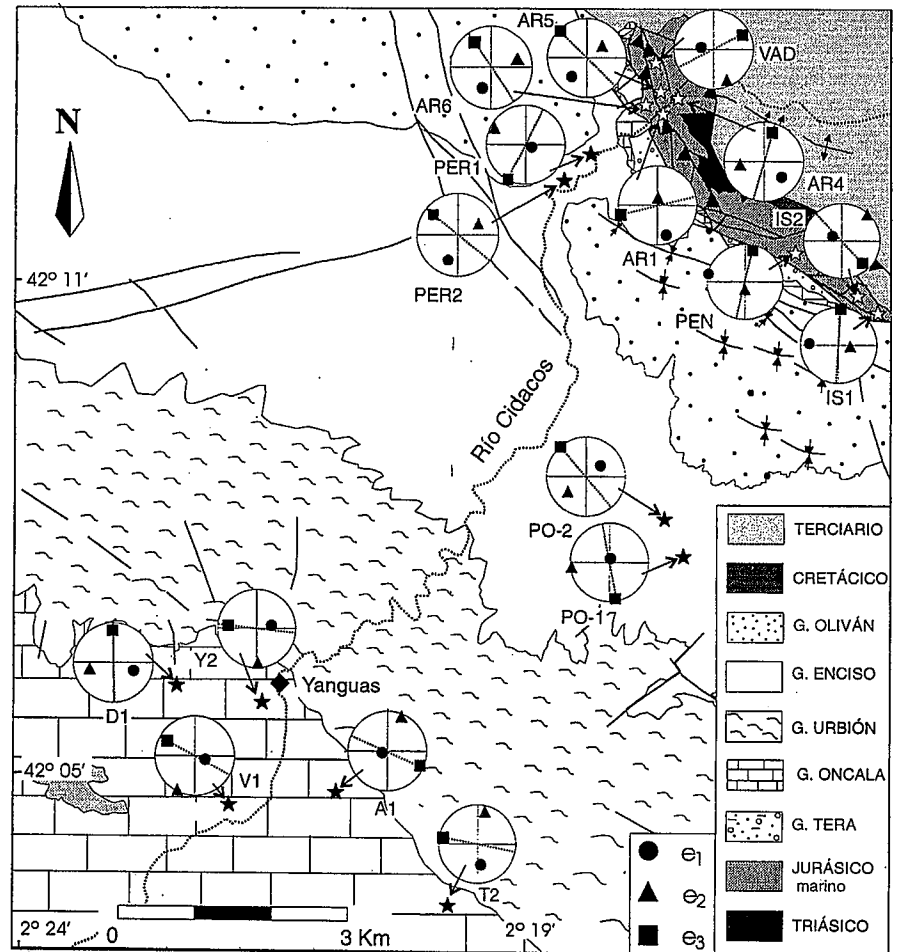


Fig. 4- Mapa de la zona de estudio mostrando las direcciones de elongación máxima (e_1), intermedia (e_2) y mínima (e_3) obtenidas a partir del análisis de maclas de calcita (método de Groshong). La línea discontinua equivale a σ_1 .

Fig. 4- Map of the studied area showing the elongation axes, maximum (e_1), minimum (e_3) and intermediate (e_2), obtained from Groshong's technique. Broken line represents σ_1 .

En el primero, estas direcciones se orientan entre E-O a SE-NO (fig. 4, estaciones V1, Y2, A1, T2, PO2, PER2, AR6, AR5 e IS2). Estando además la dirección de máxima elongación situada en la vertical en la mayoría de los casos (e.g. V1 y A1). Estas orientaciones están especialmente marcadas en los materiales que rellenan la cuenca (66%). Su interpretación es complicada, ya que sólo serían compatibles con esta orientación del elipsoide, las esquistosidades del sector de Torrecilla (borde noroccidental de la cuenca) y las grietas de tensión subhorizontales. Implicando además un acortamiento máximo NO-SE.

En el segundo, predominan las direcciones de mínima elongación orientadas entre N-S y NE-SO (fig 4, estaciones IS1, D1, PEN, AR1 y PER1). Estas orientaciones son dominantes entre los materiales del Jurásico marino, y suelen disponerse perpendiculares a las trazas de los cabalgamientos de los límites de la cuenca. En

muchos casos la dirección de máxima elongación se dispone subhorizontal y subparalela a la traza de los cabalgamientos existentes en los alrededores del punto de muestreo. En la mayoría de los casos estas orientaciones si serían compatibles con las trazas de la esquistosidad que para esta zona establecen Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998).

Discusión y conclusiones

El análisis de la orientación de ejes cristalográficos de calcita permite establecer que en la región central de la Cuenca de Cameros y durante la extensión mesozoica además de una dirección de extensión NE-SO existió también otra orientada NNO-SSE, dado que esta última dirección es también visible en el extremo noroccidental de la cuenca, parece que tiene un carácter regional.

El estudio de la deformación de los cristales de calcita, permite establecer la

existencia de dos orientaciones distintas para los elipsoides de deformación. Un primer grupo tiene orientaciones que serían compatibles con las macroestructuras asociadas con la inversión de la cuenca y la esquistosidad de trazas NE-SO visible en esta región. Mientras que la otra es casi perpendicular a la anterior y sería compatible con una acortamiento NO-SE no citado hasta el momento en la cuenca. Como existen una gran cantidad de estaciones donde aparecen estas orientaciones, esta etapa de deformación debe de tener un significado regional (¿compresión Guadarrama?, Capote *et al.*, 1990), y tener por tanto una importancia relativa en la estructuración de esta cuenca. No obstante, con los datos actuales es problemático por el momento establecer el orden temporal entre las deformaciones observadas y asignarlas a un determinado evento tectónico.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. D. A. Casas Sainz y a D. A. Gil Imaz sus suge-

rencias y la ayuda prestada en el trabajo de campo. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB94-0242 de la D.G.I.C.Y.T.

Referencias

- Burkhard, M. (1993): *Jour. Struct. Geol.* 15: 351-368.
- Capote, R., De Vicente, G. y González-Casado, J.M. (1990): *Geogaceta* 7: 20-22.
- Casas Sainz, A. (1990): *El frente norte de las sierras de Cameros*. U. de Zaragoza: 220 pag.
- Casas, A., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocovi, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S., y Román, T. (1995): *Estructura y evolución mesozoico-terciaria de las Sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica)*. VII Reunión Comisión de tectónica SGE, 113 pag.
- Casas Sainz, A. y Gil Imaz, A. (1998): *Geol. Rundschau* 86: 802-818
- Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., García, E. y Barrenchenea, J.F. (1992): *Geogaceta* 11: 22-25.
- Evans M. A. y Groshong, R.H., Jr. (1994): *Jour. Struct. Geol.* 16: 277-281
- Groshong, R.H., Jr. (1972): *Geol. Soc. Amer. Bull.* 83: 2025-2048.
- Guimera, J., Alonso, A. y Mas, R. (1995): *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 88: 433-453.
- Guiraud, M y Séguret, M. (1985): *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Pub.* 37, 159-175.
- Guiraud, M. (1983): *Thèse IIIème cycle*. U. Montpellier, 172 pag.
- Marqués, L., Maestro, A., Gil, A. y Casas A. (1996): *Geogaceta* 20(4): 767-769.
- Mas, R., Alonso, A. y Guimera, J. (1993): *Rev. Soc. Geol. España* 6: 129-144.
- Mata Campo, M.P., Gil Imaz, A., Casa Sainz, A., Pocovi Juan, A. y Canals, A. (1996): *Geogaceta* 20(4): 893-896.
- Tischer, G. (1966): *Not. Com. Inst. Geol. Min. España* 81: 53-78.