

La geometría fractal de los bordes de grano del cuarzo como geotermómetro: Aplicación a la Zona de Cizalla Dúctil Extensional de Santa María de la Alameda (Sistema Central)

Fractal geometry of quartz grain boundaries as geothermometer: Application to the Santa María de la Alameda Ductile Extensional Shear Zone (Central System).

F. Martín-González, R. Capote y M. Tsige

Departamento de Geodinámica. Universidad Complutense. Facultad C.C. Geológicas. 28040-Madrid. (fidelmg@eucmos.sim.ucm.es)

ABSTRACT

Principles of fractal geometry have been applied to the description of quartz grain borders and to the assessment of deformation temperature in milonitic rocks at the Santa María de la Alameda Ductile Shear Zone (Central System). This shear zone have evolved during late variscan tectonic period in a large temperature range, which goes from regional metamorphic peak conditions (Amphibolite facies) to temperatures lower than for Greenschists facies. Using fractal dimension analysis techniques and the temperature calibration performed by Kruhl y Nega (1996), have been established a temperature sequence, diminishing from around 490°C to 325°C during the simultaneous processes of milonitization and retrogressive metamorphism. These results are in agreement with temperatures obtained from deformation mechanisms in quartz and potassium feldspar showing the validity of fractal geometry method to deformation temperature assessment.

Key words: Fractal dimension, geothermometer, temperature, grain boundary, ductil deformation, ductile shear zone, Variscan, metamorphism.

Geogaceta, 30 (2001), 83-86
ISSN:0213683X

Introducción

El objetivo de este trabajo es mostrar cómo la utilización de los principios de la geometría fractal proporciona datos de temperaturas de deformación, recuperación o recristalización en rocas miloníticas deformadas a diferentes temperaturas, aplicando estos principios a la determinación del rango de temperaturas en el que se formaron las rocas miloníticas de la Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda (Capote *et al.*, 1987; Martín-González, 1999; Capote *et al.* 2000). Se trata por lo tanto de aplicar un geotermómetro propuesto recientemente, que parte de las relaciones entre la dimensión fractal de los bordes de granos de cuarzo en rocas metamórficas e ígneas y sus temperaturas de formación (Kruhl y Nega, 1996).

La dimensión fractal de los bordes de grano

Tanto en las rocas ígneas como en las metamórficas se presentan bordes de grano de un mismo mineral con geometrías variables, entre muy rectos y fuertemente interdigitados. Estas geometrías en forma de sutura se forman

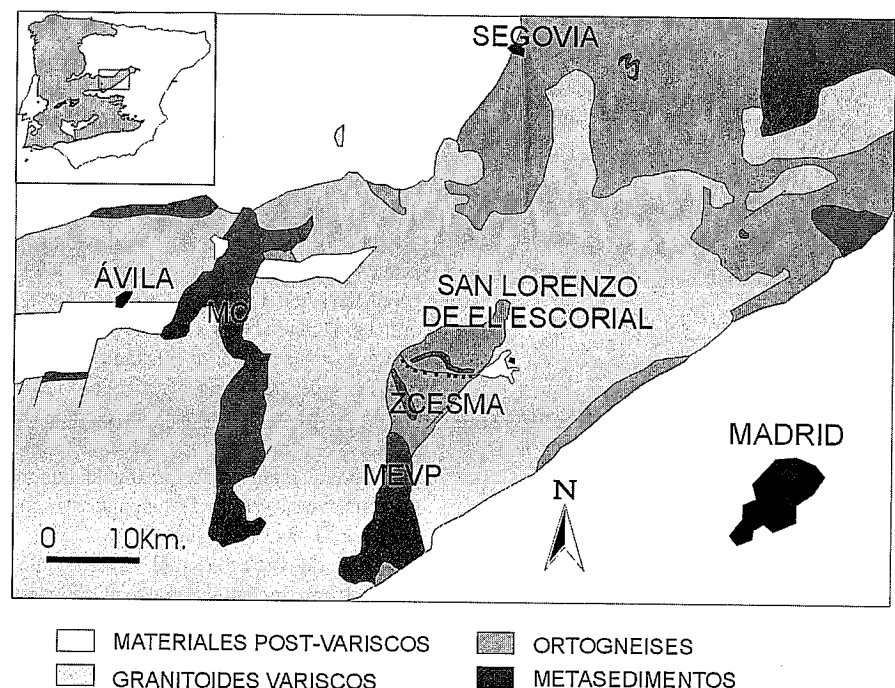


Fig. 1.- Situación geológica de la Zona de Cizalla Dúctil Extensional de Santa María de la Alameda, ZCESMA. MEVP: Macizo de El Escorial-Villa del Prado. MC: Macizo metamórfico de la Cañada.)

Fig. 1.- Geological situation of the Santa María Alameda Ductil Extensional Shear Zone, ZCESMA. MEVP: El Escorila-Villa del Prado Massif. MC: La Cañada Metamorphic Massif.

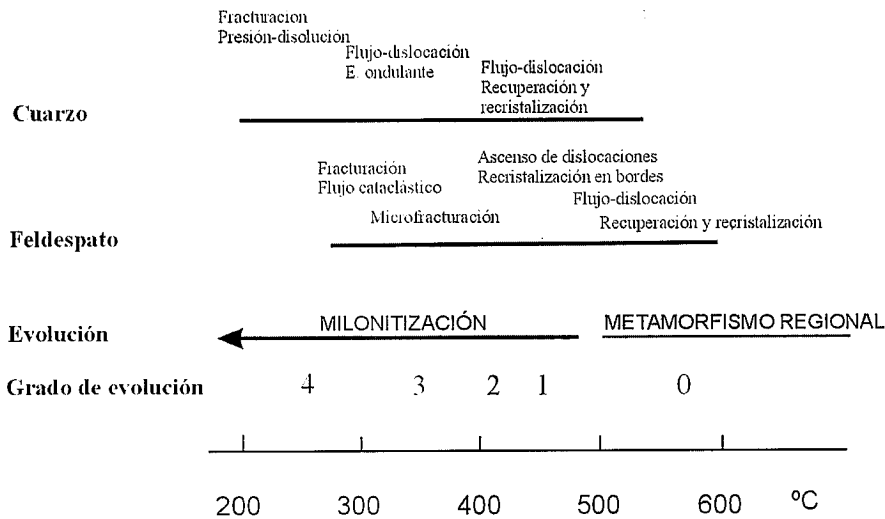


Fig. 2.- Condiciones de temperatura y mecanismos de deformación del feldespato potásico y el cuarzo en las rocas miloníticas de la zona de cizalla.

Fig. 2.- Temperature condition and deformation mechanism of potassium feldspars and quartz in milonitic rocks in the shear zone.

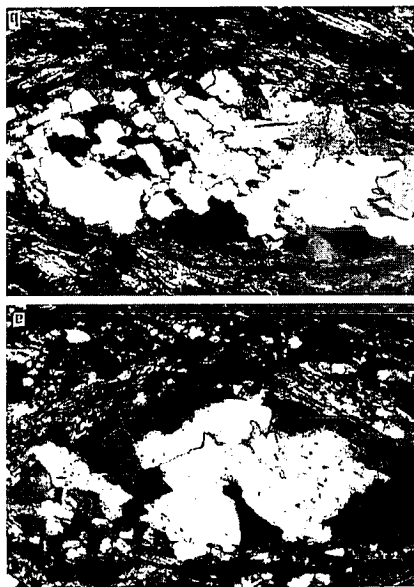


Fig. 3.-Bordes de grano de cuarzo. A, muestra C4, rocas miloníticas. B, muestra S16, gneisses situados fuera de la estructura.

Fig. 3.- Quartz grain borders. A, Sample C4, Milonitic rocks. B, Sample S16, gneisses out of the structure.

por un proceso de difusión en el que se produce transferencia de átomos o grupos de átomos de un cristal a otro, siendo este fenómeno controlado por parámetros tales como la orientación de las redes cristalinas a un lado y otro del borde de grano, la temperatura y la deformación de los cristales en contacto (Poirier, 1985). El resultado es la migración del borde de grano y el cambio de geometría. La sutura se puede considerar formada por segmentos cuyos tamaños varían entre la micra y

el milímetro y, en general, se observa que con el aumento de la temperatura el tamaño de los segmentos aumenta y cambia a una geometría más recta, al adoptar una mejor orientación cristalográfica. Así, las rocas que han estado sometidas a una temperatura mayor presentan suturas más largas y planas mientras que a baja temperatura las suturas son más irregulares y exhiben segmentos más pequeños.

En los procesos intracristalinos de la deformación dúctil la distorsión de la red cristalina de los minerales tiende a producir reducción del tamaño de grano y la creación de bordes suturados de geometría compleja. En competencia con este proceso están los de recuperación y recristalización. A baja temperatura la recuperación determina la reordenación de dislocaciones y la creación de subgranos, pero en general el tamaño de grano permanece pequeño y los bordes de grano mantienen una geometría suturada compleja. Con el aumento de la temperatura los procesos de difusión adquieren mayor importancia, tanto durante como después de la deformación, como consecuencia del aumento de la vibración de los átomos o grupos de átomos. La recristalización promueve un aumento del tamaño de grano y un cambio hacia geometrías más planas y simples en los bordes de grano.

Se ha demostrado (Kruhl y Nega, 1996) que la forma de estos bordes suturados es invariante de la escala en un rango de varios órdenes de magnitud y que es posible considerarlos como objetos con geometría fractal. Una de las formas, por lo tanto, de describir la geometría de estos bordes de grano es la determinación de su dimensión fractal. Esto se hace sustituyendo la forma de la sutura por un polígono formado por un cierto número de la-

dos iguales de una determinada longitud. Según sea el tamaño de estos lados la longitud final del polígono varía, siendo tanto mayor cuanto menor es el tamaño de lado elegido. La relación entre longitud total, L, y el tamaño del lado para los posibles polígonos (Hastings y Sugihara, 1993), viene definida por:

$L = r^{1-D}$, donde D es la dimensión fractal, una medida de la complejidad de la geometría del borde de grano. Esta relación es del mismo tipo que la que Mandelbrot (1982) establece para la medida de la longitud de la línea de costa de Inglaterra mediante segmentos de diferente longitud.

Kruhl y Nega (1996) estudiaron la geometría de bordes de granos de cuarzo en rocas ígneas y metamórficas, cuyas condiciones de formación varían desde las de la facies Granulitas a las de la facies Esquistos verdes, y obtuvieron una relación cuantitativa entre la dimensión fractal y la temperatura a la que se había formado el borde de grano. Desde el punto de vista matemático estos autores encontraron que el borde de grano es equiparable a una curva de Koch con sólo unas pocas iteraciones y explicaron el carácter fractal de su geometría considerando que la difusión de átomos o grupos de átomos es similar a la migración de dos fluidos diferentes en un medio poroso.

Contexto geológico de las milonitas estudiadas

La Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda (Martín-González 1999; Capote *et al.* 2000) está situada en el Sistema Central, dentro del sector norte del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado (Figura 1), y está compuesta por varios cinturones anastomosados de rocas miloníticas y blastomiloníticas cuarzofeldespáticas, formadas a favor de un accidente extensional generado en un contexto de colapso del Orógeno varisco, en las primeras fases de la denominada Etapa Malagón (Capote *et al.* 1987). La estructura lleva una dirección E-W y su buzamiento es de unos 40-45° hacia el Sur, con hundimiento relativo del labio meridional. Los materiales a partir de los que se formaron las milonitas son ortogneises glandulares y metasedimentos preordovícicos afectados por un metamorfismo en facies Anfibolitas. El accidente dúctil muestra una larga evolución, iniciada tras el pico del metamorfismo regional y concluida antes del emplazamiento de granitoides datados en 302±4 Ma. Los mecanismos de deformación observados en los diferentes minerales, principalmente el cuarzo y el feldespato potásico, muestran que las temperaturas fueron descendiendo, durante la evolución de las milonitas, desde unos 450 hasta unos 150 °C (Figura 2), a la vez que disminuía la anchura de la zona deformada y se restringía

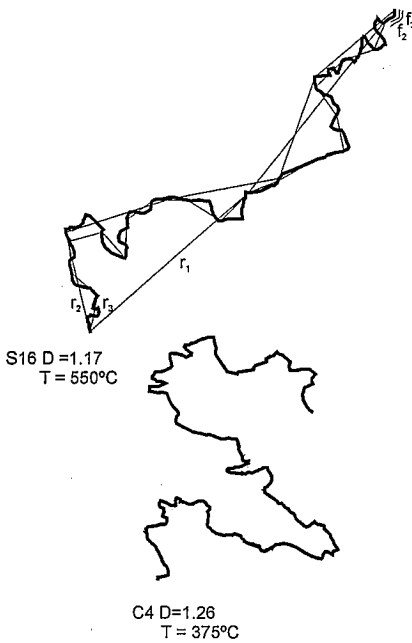


Fig. 4.- Dibujo de los bordes de grano de la figura 2, mostrándose el método de la división de polígonos en la muestra S16.

Fig. 4.- Grain borders of figure 2 showing the polygon division method applied to sample S16

la deformación a la parte alta del cinturón milonítico (Martín-González 1999; Capote *et al.* 2000). Esto hizo que se generara una zonación con rocas en las que el proceso de milonitización cesó a diferentes temperaturas. Se han reconocido, de muro a techo, cuatro tipos litológicos con diferente grado de evolución y distintas temperaturas de cese de la milonitización, caracterizados por unos diferentes mecanismos de deformación en el cuarzo y el feldespato potásico, numerados del 1 al 4 en la Figura 2, además de las rocas fuera de la zona de cizalla (tipo 0 de la Figura 2). Las rocas de tipo 1 son blastomilonitas con formación de biotita y moscovita, mientras que en las de tipo 2 se forma moscovita. Las milonitas de tipo 3 presentan formación de clorita y, finalmente, las de tipo 4 y posteriores muestran deformación de todos los minerales anteriormente formados, incluida la clorita (Martín-González, 1999).

La deformación en los gneises fuera de la zona de cizalla se realizó en la facies Anfibolitas, con temperaturas por encima de 500°C, de tal forma que el feldespato potásico, al igual que el cuarzo, presenta deformación por flujo-difusión. El tipo 1 de rocas miloníticas cesó en su deformación a temperaturas relativamente altas, que permitían la deformación dúctil del feldespato potásico por flujo-dislocación, mientras que en el cuarzo aparecen cintas muy recrystalizadas. Los mecanismos de deformación en los tipos 2 y 3 son de temperaturas cada vez menores según se va

pasando hacia las rocas de techo, con deformación frágil en el feldespato potásico y de flujo-difusión que pasa a flujo-dislocación en el cuarzo. Los procesos de recuperación y recrystalización están bien desarrollados en las rocas de tipo 2. En el tipo 4 la deformación es muy frágil, tanto en los porfiroclastos de feldespato y cuarzo como en la matriz, de naturaleza clorítica.

Método de estudio

El estudio ha consistido fundamentalmente en la determinación de la dimensión fractal de los bordes de grano entre cristales de cuarzo en láminas delgadas de rocas miloníticas y de gneises de fuera del cinturón de cizalla. La asignación de temperaturas de formación a cada borde de grano se ha realizado utilizando los resultados de Krulh y Nega (1996), que calibran las temperaturas de formación de bordes suturados a partir de rocas cuyas condiciones de temperatura son bien conocidas. Se han elegido muestras de los diferentes tipos de materiales mencionados y en ellas se han tomado bordes de grano entre cuarzos, evitando aquellos en los que había inclusiones de otros tipos de minerales. Se han realizado fotografías de un número elevado de bordes de grano en 11 muestras (Figura 3) y sobre la ampliación se han digitalizado las curvas, más o menos suturadas, de los bordes de grano. De los dos métodos posibles para determinar la dimensión fractal (método del conteo de celdas o box-counting y método de la división del polígono) se ha elegido este último, tal como aconsejan Krulh y Nega (1996), dada la dispersión en los resultados que ofrece el método del box-counting. Sobre la figura del borde de grano se ha medido la longitud total tomando un punto de origen y a partir de él llevando un segmento unidad o tranco, de longitud r_1 , un número entero de veces hasta completar la longitud del polígono (Figura 4). Se han tomado diversas longitudes de r (r_1, r_2, \dots), en general múltiplos o submúltiplos del primero y para cada tranco elegido se han obtenido, en el conteo, números diferentes de segmentos unidad (n_1, n_2, n_3, \dots). Se ha tomado en cada conteo el mismo origen y se ha completado la longitud del borde añadiendo la longitud final (f_1, f_2, f_3, \dots) que resta tras contabilizar el número entero n de segmentos unidad. Representada en papel bilogarítmico la longitud de la sutura L (número de segmentos unidad) frente a la longitud del tranco se obtiene la correspondiente relación lineal (Figura 5) y de ella la dimensión fractal D , que es la pendiente de la recta.

Ha habido que discriminar en cada lámina delgada el significado de cada sutura de cuarzo, para diferenciar lo que podían ser suturas del protolito de aquellas que fueron o generadas en diferentes fases de la evolución de las

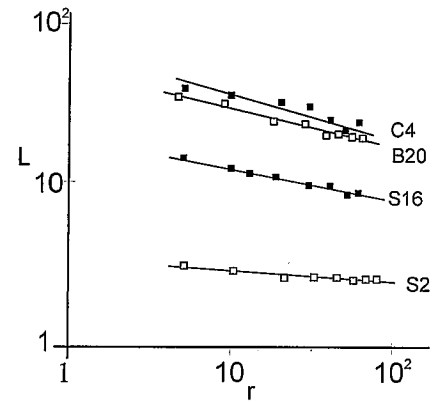


Fig. 5.- Relación entre tamaño de segmento unidad y longitud de sutura en varios ejemplos de rocas miloníticas y gneises. Muestra S2 ($D=1.06$), muestra S16 ($D=1.17$), muestra B20 ($D=1.24$), muestra C4 ($D=1.27$).

Fig. 5.- Relationship between segment unit and longitude of suture in several samples of milonitic rocks and gneises. Sample S2 ($D=1.06$), sample S16 ($D=1.17$), sample B20 ($D=1.24$), sample C4 ($D=1.27$).

rocas miloníticas. El número de suturas estudiadas ha sido variable en cada lámina delgada y se han tomado las medias como representativas de los cristales de cuarzo de esa lámina. Establecida la dimensión fractal en cada muestra se han asignado las temperaturas según la calibración de Krulh y Nega (1996).

Resultados y discusión

Las rocas gneisicas no afectadas por la banda de cizalla se han estudiado en dos muestras, una perteneciente a un afloramiento rodeado por bandas miloníticas (S16, Figura 6) y la otra (muestra S2) a gneises situados al sur de la banda de cizalla. Las dimensiones fractales encontradas en las suturas del cuarzo han sido de 1,16 y 1,05 respectivamente, lo que representa temperaturas de 550 y de 740°C. Estas temperaturas, que corresponden a las condiciones de la facies Anfibolitas, reflejan el pico del metamorfismo regional previo al desarrollo de la cizalla dúctil estudiada. Las muestras de rocas miloníticas, 9 en total, presentan una cierta dispersión en los valores de la dimensión fractal pero todos quedan entre 1,19 y 1,28, indicando un rango de temperaturas entre 500 y 300°C (Figura 7). Por grupos de rocas se observa que las milonitas de tipo 1, de mayor temperatura según la mineralogía y los mecanismos de deformación (muestras A1 y C3), corresponden a temperaturas de 490-470°C, relativamente próximas aunque claramente inferiores a las del pico metamórfico. Las milonitas tipo 2 (muestras C7, B15, C1 y C6) dan dimensiones fractales indicativas de temperaturas entre 450 y 380°C, ya claramente

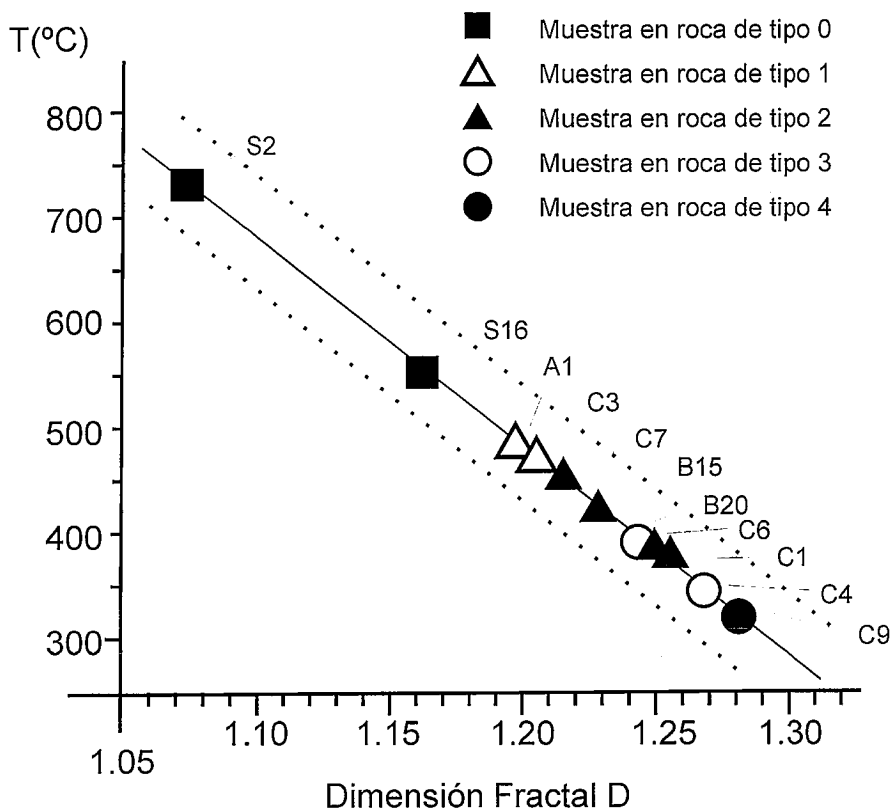


Fig. 6.- Relación entre la Dimensión fractal y las temperaturas según la calibración de Kruhl & Nega (1996), en las muestras estudiadas.

Fig. 6.- Relationship between Fractal Dimension and temperatures after Kruhl & Nega (1996) calibration for the studied samples.

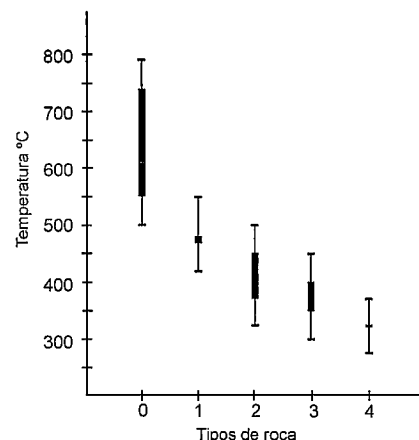


Fig. 7.- Temperaturas de deformación de los diferentes tipos litológicos analizados. Se observa la disminución de temperaturas desde los gneises fuera de la zona de cizalla (0) hasta el tipo 4 de milonitas.

Fig. 7.- Deformation temperature of the different analyzed lithological group. Here is observed the decreasing of temperature from gneisses out of the shear zone(0) to the type 4 milonite

te dentro de la facies Esquistos verdes. Las muestras de milonitas de tipo 3 (muestras B20 y C4) se solapan algo con los valores de las anteriores pero definen un rango inferior de temperaturas, entre 400 y 350°C, desplazado hacia temperaturas algo más bajas. Finalmente, la muestra C9, que corresponde a una roca de tipo 4, da una temperatura de 325°C. En esta roca la deformación se prolongó en condiciones de menor temperatura. En efecto, la matriz aparece intensamente replegada y cizallada y los agregados de cuarzo milonítico, junto con los feldespatos, están intensamente fragmentados. Esto quiere decir que la temperatura de 325°C no es la de las etapas finales de la deformación si no la del momento en que recristalizó el cuarzo en la fase previa de evolución de la roca, realizada en condiciones de la facies de los Esquistos verdes. La deformación final en esta muestra continuó después a menor temperatura. Es de señalar, por lo tanto, que las muestras de rocas que se deformaron a temperaturas mayores (las situadas más al norte, en el muro del cinturón de cizalla) presentan una menor dimensión fractal (entre 1.19 y 1.25), mientras las de temperatura más baja (si-

tuadas hacia el sur, a techo de la estructura) dan una dimensión fractal mayor (entre 1.24 y 1.28). Finalmente es importante indicar que las temperaturas que se asignan a los diversos valores de la dimensión fractal tienen un error de $\pm 50^\circ\text{C}$, por lo que las temperaturas calculadas son una estimación aproximada, si bien en este caso muy en concordancia con lo que indican otras vías de estimación de la temperatura.

Conclusiones

El análisis de las suturas entre cuarzos en rocas gneisicas y miloníticas asociadas a la Zona de Cizalla de Santa María de la Alameda ha permitido calcular su dimensión fractal, obteniéndose valores entre 1,05 y 1,28. Las suturas son tanto más interdigitadas y sus entrantes y salientes de menor tamaño cuanto menor es la temperatura a la que se han formado, aumentando la dimensión fractal en las rocas deformadas a menor temperatura. Los rangos de temperatura encontrados por este procedimiento en cada tipo de roca indican un proceso iniciado a temperaturas relativamente altas,

cercanas a los 490°C, y continuado a temperaturas progresivamente menores, dentro de un retrometamorfismo en condiciones de la facies Esquistos verdes. En las fases finales de la deformación la temperatura desciende incluso por debajo de los 325°C. Este estudio apoya la calibración de la relación entre dimensión fractal y temperatura encontrada por Kruhl y Nega (1996) al observarse una buena correlación entre las temperaturas determinadas mediante la dimensión fractal y las obtenidas por otros procedimientos, como la observación de mecanismos de deformación del cuarzo y el feldespato.

Referencias

Capote, R., González Casado, J. M. y De Vicente, G. (1987): *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 11: 305-311
 Capote, R., Martín González, F., Tsige, M.(2000): *Geogaceta*, 28: 27-29
 Hastings, H.M. y Sugihara, G. (1993): *Oxford University Press*. 235 p.
 Kruhl, J.H. and Nega, M. (1996): *Geol. Rundsch.* 85:38-43
 Martín González, F.(1999): *Tesis de Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid*. 113p.
 Mandelbrot, B. (1982): *Freeman*. San Francisco.
 Poirier, J.P. (1985): *Cambridge University Press*, Cambridge: 260 pp.