

## CUANTIFICACION DE LA DEFORMACION INTERNA EN ROCAS SAMITICAS

R. Tejero

### RESUMEN

Se realiza la cuantificación de la deformación asociada a la esquistosidad en samitas precámbricas y paleozoicas, aflorantes en la zona nororiental de la Cordillera Ibérica. La deformación finita total calculada, pone de manifiesto una disminución de la deformación hacia los niveles más altos de la sucesión estratigráfica. Las rocas con una alta proporción en matriz, presentan elipsoides oblatos o uniaxiales. Las rocas con una baja proporción en matriz, están caracterizadas por elipsoides ligeramente prolatos o con relaciones próximas a 1. Estas características permiten establecer una secuencia evolutiva en el desarrollo de la esquistosidad, definida principalmente por dos etapas: etapa de esquistosidad embrionaria, caracterizada por elipsoides oblatos, cuyo eje x de deformación se sitúa próximo a la horizontal, coexistiendo con rocas cuarcíticas caracterizadas por elipsoides prolatos, cuyo eje x se sitúa próximo a la vertical y, etapa de esquistosidad desarrollada, definida por elipsoides oblatos, cuyo eje x de deformación se sitúa próximo a la vertical.

**Palabras clave:** *Cuantificación de la deformación, esquistosidad.*

### ABSTRACT

Strain analysis is made of the primary cleavage fabric in Precambrian and Palaeozoic psammites outcropping in a Northeastern area of the Iberian Range. The calculated total finite strain shows a decrease in the strain towards the highest part of the stratigraphic sequence. Rocks with a high proportion of matrix show oblate or uniaxial ellipsoids. Rocks with a very low proportion of matrix show slightly prolate ellipsoids or with an axial relation nearly 1. These features have allowed to state an evolutive sequence in the cleavage development, defined by two main stages: Stage of embryonic cleavage, characterized by oblate ellipsoids whose x strain axis is nearly horizontal in rocks with a high proportion of matrix, coexisting with quartzitic rocks, with show prolate ellipsoids, whose x strain axis is nearly vertical. Stage of well developed cleavage, showing oblate ellipsoids whose x strain axis is nearly vertical.

**Key words:** *Strain analysis, cleavage.*

### Introducción

La cuantificación de la deformación total de la roca, mediante aquellos elementos constituyentes que sirven de marcadores de la deformación, es un aspecto importante en el análisis estructural. Las técnicas de determinación del elipsoide parten, o bien de las formas finales de los marcadores, caracterizadas por la relación entre sus ejes (Ramsay, 1967; Dunnet, 1969; Elliot, 1970; Shimamoto e Ikeda, 1976; Lisle, 1985), o bien de la distribución de los centros de los marcadores en la roca (Ramsay, 1967; Fry, 1969). Estas técnicas parten de la base de que los marcadores

tienen propiedades físicas semejantes a las del volumen total de la roca y de que los límites de los clastos son puramente geométricos. Se basan en un tratamiento geométrico y su objetivo no es el estudio de los procesos implicados en la deformación.

Cuando el elipsoide de deformación calculado se establece a partir de las variaciones morfológicas de los elementos detríticos de la roca, hay que tener en cuenta la posible existencia de un elipsoide característico de la fábrica predeformacional. Este aspecto ha sido estudiado por numerosos autores (por ejemplo, Ramsay, 1967; Burns y Spry, 1969; Dunnet, 1969; Elliot, 1970; Boulter, 1976; Lisle, 1985) y el pro-

blema ha sido en parte soslayado utilizando técnicas que consideran que los elementos marcadores tienen formas inicialmente elípticas. Por otra parte, el contraste de ductilidades entre los clastos y la matriz, determina que la deformación no sea homogénea y que el valor del elipsoide no se corresponda con el del total de la roca (De Paor, 1980). Algunas aproximaciones a este problema han sido realizadas por Gay (1969), Bilby *et al.* (1977), Lisle (1985), Freeman (1987) y Freeman y Lisle (1987), analizando la influencia de las formas de los cantos en conglomerados y el contraste de competencias con la matriz, indican que la magnitud de la deformación y la relación de carácter prolato/oblato será mayor cuando los marcadores constituyen volumétricamente una pequeña fracción de la roca.

A pesar de estas limitaciones, los métodos de análisis de la deformación son instrumentos válidos para comparar la deformación interna en distintas rocas y para establecer variaciones entre zonas con distinta intensidad de deformación. Aplicando estas técnicas en rocas samíticas paleozoicas y precámbricas, hemos intentado realizar una aproximación cuantitativa de la deformación interna en el área estudiada e interpretar su relación con el desarrollo de las estructuras.

### Rocas estudiadas y metodología

En los macizos paleozoicos situados en la zona nororiental de la Cordillera Ibérica aparecen diversos afloramientos de rocas precámbricas, el mayor de los cuales constituye el núcleo de una estructura antiformal, denominada antiformal de Paracuellos. El análisis de la deformación ha sido realizado en las rocas samíticas aflorantes en un sector de estos macizos (fig. 1). La sucesión estratigráfica del Precámbrico está formada por alternancias de areniscas y pizarras; en la parte superior se intercalan varios niveles de lópidas. En la zona estudiada, los materiales paleozoicos más antiguos pertenecen al Cámbrico Inferior. Lotze (1929) distinguió en ellos las siguientes formaciones, de muro a techo: Cuarcita de Bámbola (cuarcitas, conglomerados y pizarras), Capas de Embid (areniscas, cuarcitas y pizarras), Capas de Jalón (pizarras, areniscas, dolomías), Dolomía de Ribota (dolomías y calizas), Pizarras de Huérmeda (pizarras y areniscas) y Arenisca de Daroca (areniscas y cuarcitas). Estas rocas están en contacto con los materiales ordovícicos mediante la Falla de Datos. La sucesión de edad Ordovícico Inferior está constituido por las siguientes formaciones, de muro a techo: Fm. Borrachón (pizarras y areniscas), Fm. Deré (cuarcitas, areniscas y pizarras) y Fm. Santed (pizarras y cuarcitas) (Wolf, 1970). El Ordovícico Medio y Superior está representado por cuarcitas, areniscas, pizarras y un nivel calcáreo.

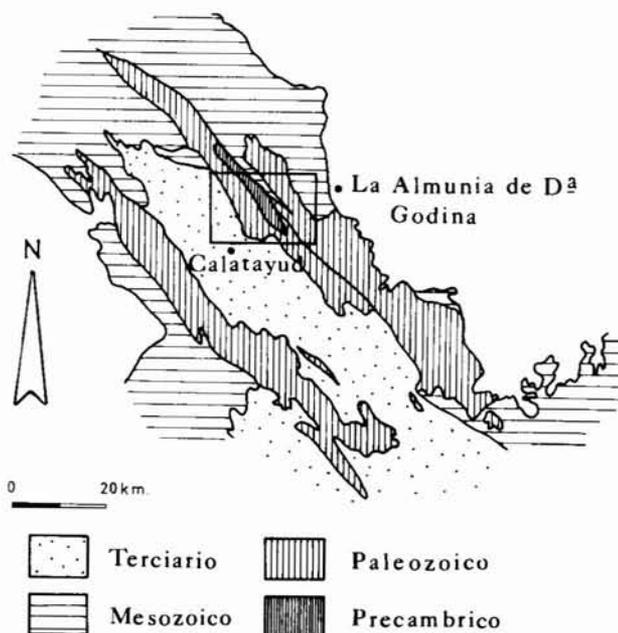


Fig. 1.—Situación de la zona estudiada.

Estos materiales han sufrido una deformación polifásica durante la orogenia hercínica. La primera fase de deformación está caracterizada por pliegues de dirección NW-SE. Los planos axiales de los pliegues son verticales o ligeramente vergentes al NE y llevan asociada una esquistosidad de plano axial. Al microscopio, la esquistosidad está definida por la orientación paralela de los elementos de la roca, aspecto más marcado en las rocas precámbricas, y por la orientación preferente de los filosilicatos según las superficies de la esquistosidad. En afloramiento, no es visible en los planos de esquistosidad una lineación de estiramiento. La estructura presenta en general, buzamientos altos (fig. 2). En esta fase tiene lugar el desarrollo del metamorfismo de los materiales. En las rocas precámbricas el metamorfismo es de grado bajo, caracterizado por la presencia de clorita en los niveles más bajos y de corrensita hacia el techo, indicando un grado decreciente hacia los materiales cámbricos (Martín Guillén, 1987). El metamorfismo se sitúa en la anquizona en los materiales cámbricos y en las rocas pertenecientes al Ordovícico, similares estas últimas a las estudiadas por Fernández Nieto *et al.* (1985) en una zona próxima. En la segunda fase de deformación se producen fallas inversas y cabalgamientos de dirección NW-SE, de techo hacia el NE. La tercera fase de deformación está caracterizada por pliegues de dirección WNW-ESE, acompañados de una esquistosidad de crenulación. Estas estructuras solo afectan localmente a las anteriores.

El objetivo de este trabajo es cuantificar la deformación asociada a la esquistosidad de la primera fase,

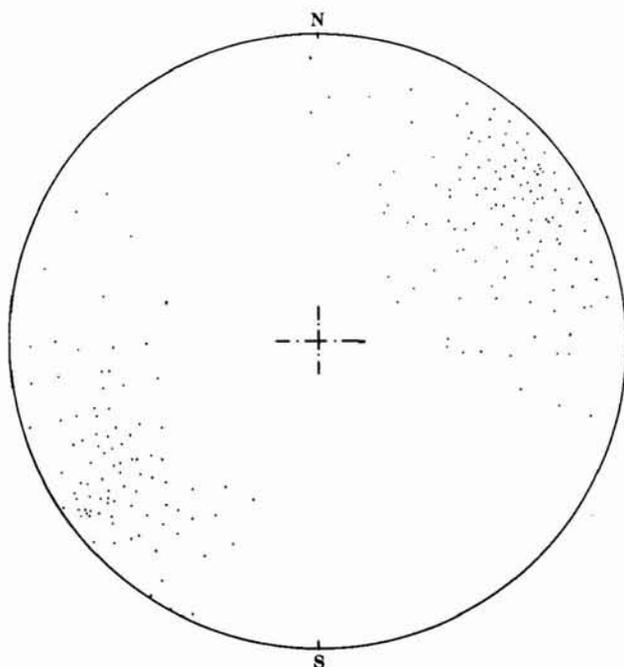


Fig. 2.—Orientación de la esquistosidad. Proyección estereográfica de los polos de los planos de esquistosidad.

por lo cual las rocas estudiadas no presentan evidencias de deformaciones posteriores. Las muestras se han tomado con los siguientes criterios:

- Con objeto de estimar la tasa de deformación finita total en las rocas, se han recogido muestras en distintos puntos y de distintas edades (fig. 3). Asimismo, se han tomado distinto porcentaje en matriz. Las características de las rocas se han resumido en la tabla 1.
- Para evitar las variaciones de la deformación debidas a los estados de deformación interna en el interior de las capas plegadas, las muestras pertenecen a las zonas de flanco, en donde el ángulo entre la estratificación y la esquistosidad es menor de 20°.

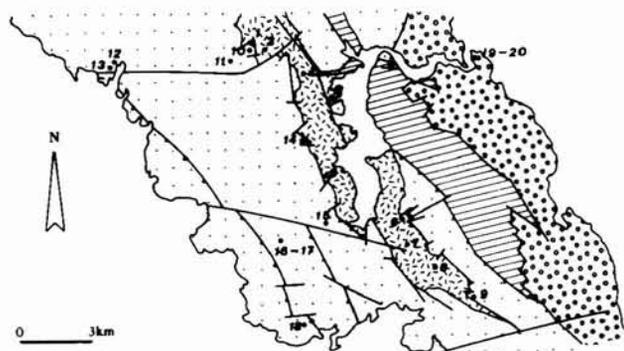


Fig. 3.—Situación de las muestras objeto de cuantificación.

Tabla 1.—Edad, litología y porcentaje de clastos de las rocas estudiadas.

Mues- tra	Edad	Litología	% clastos
1	Precámbrico	Arenisca de grano fino	35
2	Precámbrico	Arenisca de grano fino	35
3	Precámbrico	Arenisca de grano fino	30
4	Precámbrico	Arenisca de grano fino	30
5	Precámbrico	Arenisca de grano fino	30
6	Precámbrico	Arenisca de grano fino	30
7	Precámbrico	Arenisca de grano fino	30
8	Precámbrico	Arenisca de grano fino	25
9	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano medio	50
10	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano medio	60
11	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano medio	50
12	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano fino	30
13	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano fino	40
14	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano fino	40
15	Cámbrico Inf.	Cuarcita	80
16	Cámbrico Inf.	Arenisca de grano fino	35
17	Cámbrico Inf.	Cuarcita	80
18	Cámbrico Inf.	Cuarcita	80
19	Ordovícico I.	Arenisca de grano fino	35
20	Ordovícico I.	Cuarcita	80

— La orientación de las secciones se ha realizado en función de la lineación de intersección ( $L_1$ ), que forman la estratificación ( $S_0$ ) y la esquistosidad de primera fase ( $S_1$ ). El sistema de referencia elegido está definido por tres ejes: a) perpendicular a la lineación de intersección y contenido en el plano de esquistosidad; b) paralelo a  $L_1$  y contenido en el plano de esquistosidad; c) perpendicular a a y b. Por lo tanto, las secciones corresponden a los planos ac y bc, en las que se ha calculado el valor de la elipse de deformación y se ha inferido este valor en el plano ab.

Como marcadores de la deformación se han utilizado los granos detríticos de cuarzo, mineral más abundante en estas rocas. De las técnicas de cuantificación, hemos utilizado el método de Fry (1979), en las rocas cuyos granos se hallan en contacto, y el método  $Rf/\phi$  según Lisle (1985) en las rocas con una mayor proporción de matriz. En este último método, se han medido los granos que no interferían con granos adyacentes y aquellos con una morfología elíptica más o menos acentuada, tal y como sugiere Mukhopahyday (1973). En cada sección se han medido 50 granos.

**Valores obtenidos**

Del total de muestras obtenidas, una parte, perteneciente a los niveles más modernos de la serie estratigráfica han proporcionado valores de 1 en las distintas secciones, por lo que se han reflejado solo algunas de

estas muestras. Además, en algunos casos, la elipses representativas de las formas de los granos, presentaban una amplia dispersión en sus orientaciones y en sus relaciones axiales, no siendo posible determinar con rigor la elipse de deformación.

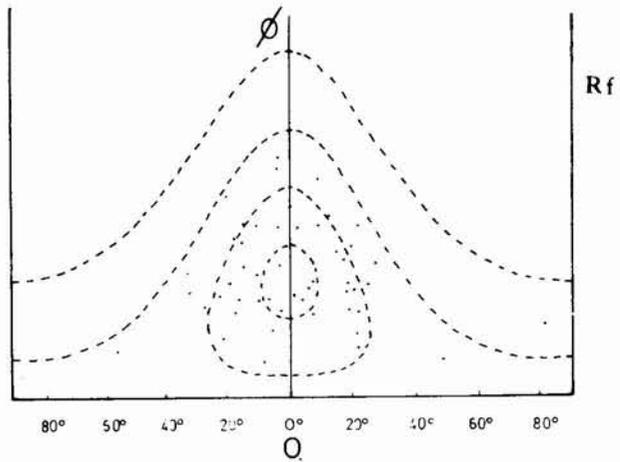
Los resultados se han resumido en la tabla 2. En general, la deformación es baja en toda la zona, con valores máximos de la relación de los ejes de la elipse de deformación de 2. Estos valores se encuentran en las samitas precámbricas y en el plano ac de referencia. En las rocas paleozoicas la relación es relativamente menor, observándose que el vector medio de orientación,  $\emptyset$ , se aleja de la esquistosidad (fig. 4).

Los valores del parámetro K (Flinn, 1965), reflejados en la tabla 3, presentan una cierta diversidad en la forma del elipsoide de deformación. Las areniscas están caracterizadas por elipsoides oblatos o uniaxiales ( $1 > k > 0$ ;  $k=0$ ), mientras que en las cuarcitas son elipsoides prolatos ( $k > 1$ ) (fig. 5). También la orientación del elipsoide de deformación varía en las muestras. Los planos ac contienen las elipses de deformación con mayores relaciones axiales en las areniscas de los niveles precámbricos, algunas areniscas paleozoicas y en las cuarcitas. En el resto de las muestras las elipses de deformación con mayores relaciones axiales se encuentran en el plano bc. Adoptando como ejes de la deformación x, y, z, donde: x, es el eje máximo de estiramiento y coincide con la orientación del eje mayor de la elipse de deformación con una relación axial mayor en las secciones de una muestra; z, es el

Tabla 2.—Vector medio de orientación y valor de la relación axial de la deformación en los planos ac y bc, respectivamente.

Muestra	Plano			
	ac		bc	
	$\emptyset$	Rs	$\emptyset$	Rs
1	4,6	2,1	— 3,7	1,8
2	2,6	1,8	2,8	1,7
3	7,5	1,8	5,8	1,7
4	0,6	2,1	4,2	1,8
5	— 0,7	2	0,19	1,8
6	0	1,9	3	1,7
7	2	2	— 7,5	1,9
8	— 1,9	1,8	2,4	1,6
9	—	1,7	—	1,9
10	—	1,55	—	1,22
11	9,9	1,8	14	1,7
12	6,7	1,4	4,24	1,4
13	11,4	1,3	1,7	1,5
14	2,66	1,5	— 19,7	1,6
15	—	2,08	—	1,33
16	15,4	1,3	3,99	1,4
17	—	1,15	—	1,05
18	—	1	—	1
19	— 2,85	1,7	— 0,7	1,7
20	—	1	—	1

a) M-7



b) M-12

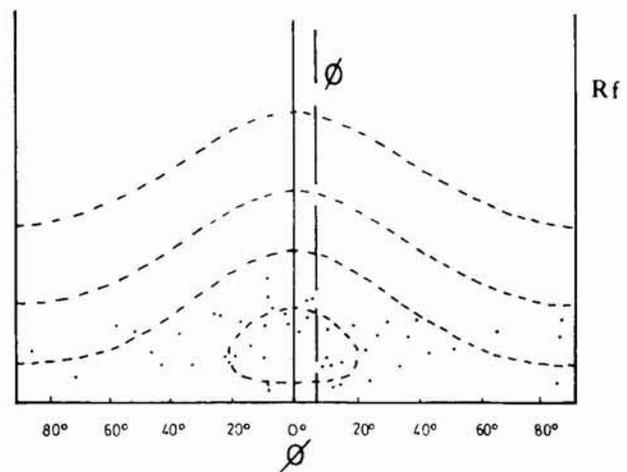


Fig. 4.—Diagramas Rf/ $\emptyset$  de una arenisca precámbrica (a) y de una arenisca paleozoica (b). Plano ac.

eje máximo de acortamiento; e y es el eje intermedio de la deformación; se observa un cambio en la orientación del elipsoide de deformación. El eje x es normal a la lineación de intersección en las rocas más antiguas y es paralelo a la lineación en los niveles más altos.

Teniendo en cuenta las limitaciones de los métodos de análisis de la deformación, ya comentadas en la introducción, los valores obtenidos van a ser tratados con una aproximación a la deformación finita total de la roca y como datos de comparación entre zonas con distinto estado de deformación interna.

#### Relación con la esquistosidad

Las samitas presentan una esquistosidad grosera («rough cleavage», Gray, 1978). La medida en lámina

Tabla 3.—Valor de las relaciones axiales de la elipse de deformación en los planos xy, xz, yz; del parámetro K; y de las relaciones axiales del elipsoide de deformación.

Muestra	Rxy	Rxz	Ryz	K	z:y:x
1	1,16	2,1	1,8	0,208	208:1.8:1
2	1,05	1,8	1,7	0,07	1.78:1.7:1
3	1,05	1,8	1,7	0,071	1.78:1.7:1
4	1,05	2	1,9	0,058	1.99:1.9:1
5	1,11	2	1,8	0,128	1.99:1.8:1
6	1,11	1,9	1,7	0,158	1.88:1.7:1
7	1,05	2	1,9	0,058	1.99:1.9:1
8	1,12	1,8	1,6	0,208	1.8:1.6:1
9	1	1,7	1,7	0	1.7:1.7:1
10	1,25	1,55	1,22	1,22	1.54:1.22:1
11	1,05	1,8	1,7	0,07	1.78:1.7:1
12	1	1,4	1,4	0	1.4:1.4:1
13	1,15	1,5	1,3	0,51	1.49:1.3:1
14	1,06	1,6	1,5	0,12	1.59:1.5:1
15	1,56	2,08	1,33	1,69	2.07:1.33:1
16	1,07	1,4	1,3	0,25	1.39:1.3:1
17	1,09	1,15	1,05	1,9	1.14:1.05:1
18	1	1	1		
19	1	1,7	1,7	0	1.7:1.7:1
20	1	1	1		

delgada del grado de orientación de los elementos constituyentes de la roca refleja una disminución de su valor hacia los niveles más modernos. Por otra parte, el espaciado entre los planos de esquistosidad aumenta en el mismo sentido (Tejero, 1987). Estas

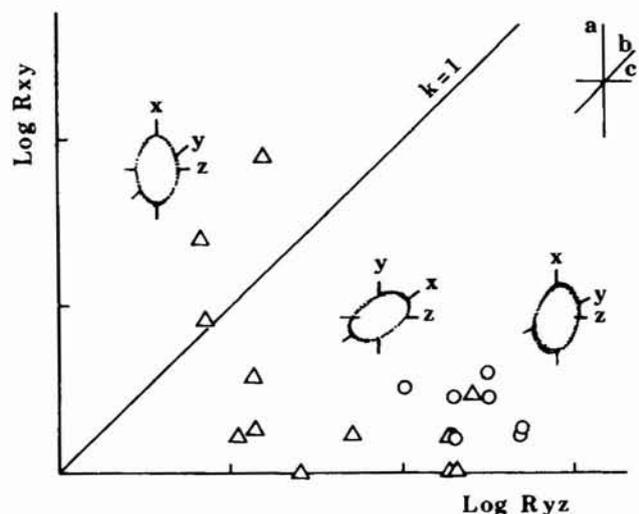


Fig. 5.—Diagrama logarítmico de la deformación. En círculos las muestras precámbricas, caracterizadas por un elipsoide oblatos, cuyo eje x está situado próximo a la vertical. En triángulos, las muestras del Paleozoico, caracterizadas por elipsoides oblatos, uniaxiales y ligeramente prolatos, con distinta orientación en cuarcitas y areniscas.

variaciones en las microestructuras de la esquistosidad de primera fase y los datos obtenidos en la cuantificación de la deformación, indican la existencia de diferentes estados de desarrollo de la estructura.

Ramsay y Huber (1983) han definido seis etapas en la formación de la esquistosidad en sedimentos arcillosos. La etapa A representa el estado no deformado. La etapa B corresponde a un estado de deformación incipiente. En la etapa C se desarrolla una estructura en lápiz, que pasa a una esquistosidad embrionaria en la etapa D. La etapa E marca la formación de la esquistosidad, que lleva asociada una lineación de estiramiento en la etapa F. El elipsoide de deformación, de carácter prolato en las etapas B y C, evoluciona hacia formas oblatas en la etapa D. El cambio de orientación de los ejes del elipsoide de deformación se produce entre las etapas D y E.

Algunas de las etapas de este modelo evolutivo son comparables con el grado de desarrollo alcanzada por la esquistosidad en la zona estudiada.

Las areniscas de edas Precámbrico y algunas areniscas pertenecientes a los niveles basales del Cámbrico Inferior presentan la mayor tasa de deformación, así como una mayor penetratividad de la estructura en las rocas. Los elipsoides son oblatos; su relación axial varía entre 2.08:1.89:1 y 1.78:1.7:1. El eje x del elipsoide de deformación se sitúa próximo a la vertical, normal a la lineación de intersección (fig. 6). Estos materiales habrían alcanzado la etapa E, con pleno

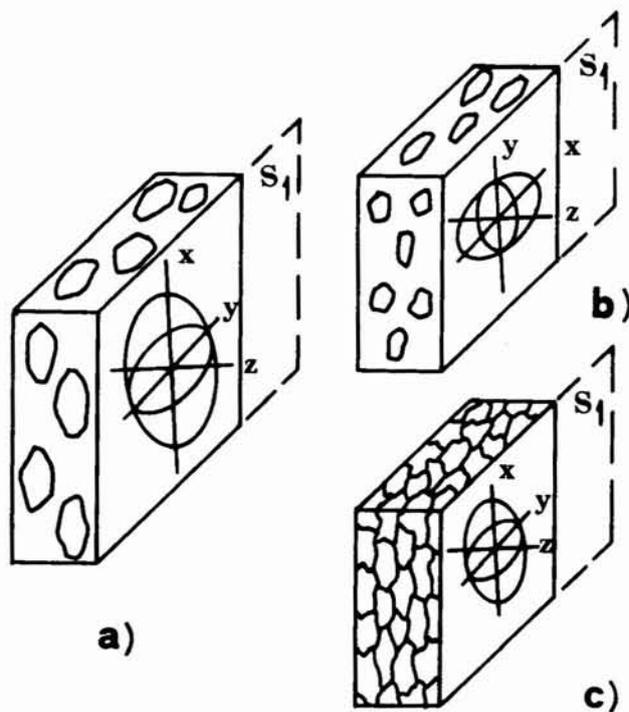


Fig. 6.—Orientación del elipsoide de deformación en las: a) areniscas precámbricas; b) areniscas paleozoicas; c) cuarcitas.

desarrollo de la esquistosidad. Esporádicamente, en las pizarras se observa la presencia de una lineación de estiramiento orientada perpendicularmente a la dirección de los planos de esquistosidad. En estas rocas, la esquistosidad se encontraría en el estado de transición entre la atapa E y F.

Las samitas más modernas presentan elipsoides de deformación oblatos o uniaxiales en las rocas con una alta proporción de matriz y, elipsoides prolotos en las rocas con un bajo porcentaje de matriz. Las relaciones axiales varían entre 1:1.3:1 y 1.14:1.05:1. Este rango de valores es muy próximo a las relaciones axiales de los elipsoides correspondientes a rocas no deformadas. Holst (1982) obtiene una relación entre los ejes de 1:25:1.25:1 en rocas no deformadas de distintas litologías, observando además, la existencia de una cierta orientación preferente a lo largo de la traza de la estratificación. Salvo en las rocas cuarcíticas, el eje x del elipsoide de deformación se sitúa próximo a la horizontal, paralelo a la lineación de intersección (fig. 6). El desarrollo de la esquistosidad se situaría en la etapa D, tratándose de una esquistosidad embrionaria. De esta etapa no se habría alcanzado el umbral de deformación suficiente para anular la fábrica predeformacional de la roca.

Los datos obtenidos en las cuarcitas no cumplen las condiciones que caracterizan la etapa D. Comparando dos muestras adyacentes, de una capa de areniscas (M-16) y de una capa de cuarcitas (M-17), pensamos que la variación podría ser debida al mecanismo de deformación que predomina en las distintas litologías. Las rocas más competentes aparecen boudinadas en los flancos de los pliegues. Los cuellos de los boudines son paralelos a los ejes de los pliegues e indican un estiramiento de las capas normal al eje del pliegue. Esta deformación podría ser la responsable de la existencia de elipsoides prolotos en las rocas cuarcíticas.

El límite entre las etapas D y E no es neto en esta zona. En las capas basales del Paleozoico coexisten ambos estados de desarrollo de la esquistosidad. La distribución espacial de las etapas se ha esquematizado en la figura 7. En los límites más altos de la sucesión estratigráfica, donde las rocas cuarcíticas presentan un estado no deformado (1:1:1), es posible que la etapa D, se solape con la etapa C, aunque hay que hacer notar que, en afloramiento, no es frecuente la existencia de una estructura en lápiz.

El mayor grado evolutivo de la esquistosidad en los materiales precámbricos parece estar directamente relacionado con el grado metamórfico. La clorita es el mineral que predomina en los planos de esquistosidad en estas rocas, mientras que la orientación preferente de las moscovitas y las illitas definen estos planos en las rocas paleozoicas.

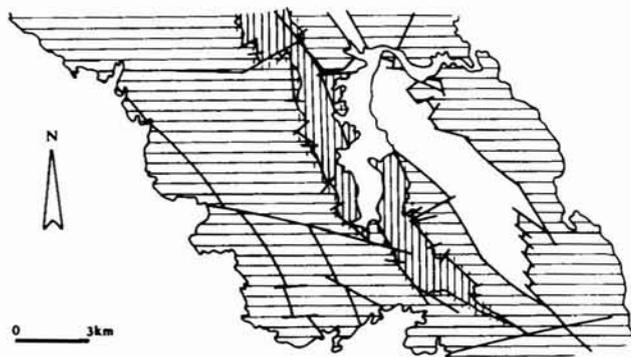


Fig. 7.—Distribución de las etapas de desarrollo de la esquistosidad en la zona. En rayado vertical, área de la esquistosidad desarrollada evolucionando a una esquistosidad con lineación de estiramiento. En rayado horizontal, esquistosidad embrionaria coexistiendo con una estructura en lápiz en los niveles más modernos. Entre ambas existe una zona de transición entre la esquistosidad embrionaria y la esquistosidad bien desarrollada.

## Conclusiones

Definiendo unos ejes tectónicos X, Y, Z, de forma que, el eje X, eje de extensión máxima, está situado en la vertical, Z, eje de máximo acortamiento, normal al plano axial de los pliegues, e Y, perpendicular a ambos, durante la primera fase de deformación hercínica existen variaciones en la tasa de deformación interna en las rocas y un distinto grado de desarrollo de la esquistosidad. El análisis de la deformación en las rocas samíticas pone de manifiesto que:

- La tasa de deformación es baja con una relación de ejes del elipsoide de deformación que varía entre 2:1.8:1 y 1.14:1.05:1. Los valores disminuyen hacia los niveles y más modernos de la sucesión estratigráfica.
- En las areniscas precámbricas y niveles basales del Cámbrico Inferior, los elipsoides son oblatos, con el eje máximo de estiramiento próximo a la vertical. En las areniscas paleozoicas, los elipsoides son uniaxiales u oblatos, estos últimos tienen el eje máximo de estiramiento próximo a la horizontal. En las cuarcitas, los valores evolucionan desde un estado no deformado a elipsoides de carácter proloto, cuyo eje máximo de estiramiento se sitúa próximo a la vertical.
- Las diferencias observadas mediante la cuantificación de la deformación asociada a la esquistosidad, y mediante el estudio de las microestructuras, definen una secuencia evolutiva de la formación de la esquistosidad. En las rocas precámbricas la esquistosidad habría alcanzado un pleno desarrollo de sus características microestructurales, dentro de un estado de deformación definido por elipsoides oblatos, orientados de forma que el eje máximo de estiramiento se encuentra cercano a la vertical

- (etapa E). Las areniscas paleozoicas presentan una esquistosidad embrionaria, caracterizada por elipsoides oblatos, en los que el eje máximo de estiramiento se sitúa próximo a la horizontal (etapa D). En las rocas cuarcíticas los elipsoides son prolatos, situándose el eje X próximo a la vertical.
- El tránsito entre ambas etapas es gradual coexistiendo en las capas basales del Paleozoico, areniscas con distinto grado de desarrollo de la esquistosidad.

## Referencias

- Bilby, B. A. y Kolbuszowski, M. L. (1977). The finite deformation of an inhomogeneity in two-dimensional slow viscous incompressible flow. *Proc. R. Soc. London*, A 355, 355-53.
- Boulter, C. A. (1976). Sedimentary fabrics and their relation to strain analysis methods. *Geology*, 4, 141-146.
- Burns, K. L. y Spry, A. H. (1969). Analysis of the shape of deformed pebbles. *Tectonophysics*, 7, 177-196.
- De Paor, D. G. (1980). Some limitations of the  $Rf/\phi$  technique of strain analysis. *Tectonophysics*, 64, T29-T31.
- Dunnet, D. (1969). A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7, 117-136.
- Elliot, D. (1970). Determination of Finite Strain and Initial Shape from Deformed Elliptical Objects. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 2221-2236.
- Fernández Nieto, C.; González López, J. M.; González Martínez, J. (1985). El grado de metamorfismo de los materiales pelíticos de la zona de Santed (Zaragoza). *Bol. Soc. Esp. de Mineralogía*, 347-458.
- Flinn, D. (1965). On the symmetry principle and the deformation ellipsoid. *Geol. Mag.*, 102, 36-45.
- Freeman, B. (1987). The behavior of deformable ellipsoidal particles in three-dimensional slow flows: implications for geological strain analysis. *Tectonophysics*, 132, 297-309.
- Freeman, B. y Lisle, R. J. (1987). The relationship between tectonic strain and the three-dimensional shape fabrics of pebbles in deformed conglomerates. *J. Geol. Soc. London*, 144, 635-639.
- Fry, N. (1979). Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60, 89-105.
- Gay, N. C. (1969). The analysis of strain in the Barberton Mountain Land, Eastern Transvaal, using deformed pebbles. *J. of Geology*, 77, 377-396.
- Gray, D. R. (1978). Cleavages in deformed psammitic rocks from southeastern Australia: their nature and origin. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89, 577-590.
- Holst, T. B. (1982). The role of initial fabric on the strain determination from deformed ellipsoidal objects. *Tectonophysics*, 60, 263-277.
- Lisle, R. J. (1985). *Geological strain analysis: a manual for the  $Rf/\phi$  method*. Pergamon Press. 99 págs. Oxford.
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abh. Ges. Wiss. Gott. Math. Phys. k.l. (N. Serv.)*, 14 (z), 1-320.
- Martín Guillén, M. (1987). Mineralogía del Precámbrico del valle del Jalón. Cadenas Ibéricas, provincia de Zaragoza. *Resúmenes de Tesinas 1985-86*. U. de Zaragoza. En prensa.
- Mukhopahyday, D. (1973). Strain measurement from deformed quartz grains in the slaty rocks from the Ardennes and the Northern Eifel. *Tectonophysics*, 16, 279-296.
- Ramsay, J. G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, 568 págs. New York.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I. (1983). *The techniques of modern structural Geology*. Volume II: *Strain Analysis*. Academic Press. 307 págs. Londres.
- Shimamoto, T. e Ikeda, Y. (1976). A simple algebraic method of strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1-Basic theory. *Tectonophysics*, 36, 315-337.
- Tejero, R. (1987). *Tectónica de los macizos paleozoicos al NE de Calatayud. Rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (prov. de Zaragoza)*. Tesis doctoral U. C. Madrid. 320 págs.
- Wolf, R. (1980). The lower and upper boundary of the Ordovician System of selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part I: The Lower Ordovician sequence of Celtiberia. *N. Jb.-Palaont. Abh.*, 160, 118-137.

Recibido el 16 de febrero de 1988  
Aceptado el 30 de marzo de 1989