

cinemática de las fallas alpinas que delimitan la fosa tectónica del Lozoya en el sector nor-oriental del Sistema Central. Los principales sistemas de fracturación se pueden dividir en tres grupos: 1) El sistema NE/SO que es el responsable de la geometría alargada de esta fosa en esa dirección; 2) el sistema NNE/SSO que condiciona la forma del sector occidental de esta depresión; y, 3) el sistema N/S que se observa en los bordes N y S de esta fosa. El orden cronológico de generación de estas familias de fallas corresponde con el que acabamos de exponer. Así, la familia NE/SO es probablemente una directriz heredada de la fracturación tardihercínica, siendo una de las clásicas que se reconocen en el Sistema Central (Parga, 1969; Ubanell, 1982). La familia NNE/SSO se activaría a continuación, condicionando esencialmente la deposición de sedimentos Miocenos hasta cuaternarios en el borde occidental de la depresión. Finalmente, el sistema N/S sería posterior, como queda patente por la deformación escalonada de los bordes de la fosa intersectando a las familias anteriormente citadas, así como por el

predominio de esta familia de fracturas en los sedimentos de esta fosa.

En conjunto se puede verificar que las fallas alpinas que delimitan a la fosa del Lozoya presentan un carácter predominantemente inverso (los del borde S, buzando al S, con movimientos de techo hacia el N; y los del borde N, buzando al N, con movimientos de techos hacia el S). Localmente, se manifiesta la importancia de componentes transcurrentes en algunos de estos accidentes, pudiéndose reconocer, a veces, el carácter progresivo de la deformación.

Agradecimientos

Este trabajo se ha llevado a cabo mediante la financiación de la Dirección General de Investigación Científica y Técnica (D.G.I.C.Y.T.; Proyecto nº PB 87-0544).

Referencias

Alfá, M. (1978): *Urania*, 289-290, 25-50.
Anderson, E. M. (1951): *The dynamics of*

faulting, Oliver & Boyd, Edimburgo, 300 p.

- Capote, R.; De Vicente, G., y González Casado, J. M. (1990): *Geogaceta*, 7, 20-22.
Fernández Casals, M. J. y Capote, R. (1970): *Bol. Geol. Min.*, 81-6, 562-568.
Instituto Tecnológico Geominero de España, I.T.G.E. (en prensa): *Mapas geológicos de España, hojas de Segovia (483) y Buitrago de Lozoya (484)*, Escala 1:50.000, I.T.G.E., Madrid.
Logan, J. M.; Higgs, N. G. y Friedman, M. (1979). *Geophys. Monogr.* 24, *Amer. Geophys. Union*, 121-134.
Martín Escorza, C. (1980): *Estudios Geol.*, 36, 409-412.
Parga, J. R. (1969): *Trab. Lab. Xeol. Laxe*, 37, 15.
Portero, J. M. y Aznar, J. M. (1984): *I Congreso Español de Geología, Segovia*, 3, 253-263.
Skempton, A. W. (1966): *C. R. Congres Soc. Intern. Mecan. Roches, Lisboa*, 3, 329-335.
Ubanell, A. G. (1982): Colección Tesis Doctoral nº 160/82, *Universidad Complutense de Madrid*, 217 p.
Vegas, R.; Vázquez, J. T. y Marcos, A. (1986): *Geogaceta*, 1, 24-25.
Vegas, R. y Suriñach, E. (1987): *Geogaceta*, 2, 40-42.

Recibido el 28 de septiembre de 1990
Aceptado el 26 de octubre de 1990

Aplicación del método Rf/ϕ al análisis de la deformación finita de los materiales wealdenses de Agreda (Soria)

Application of Rf/ϕ method to the finite strain analysis of the wealdian deposits of Agreda (Soria)

A. Gil Imaz y A. Pocoví Juan (1)

(1) Área de Geodinámica. Dpto. de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.

ABSTRACT

The presence of chloritic nodules inside low grade metamorphic rocks (Purbeck-Weald facies), to the NE of Agreda (Soria), has allowed to characterize, by means of the Rf/ϕ technique, an oblate strain ellipsoid with $K=0.70$. The moderate rate of shortening that this type of ellipsoid implies has a close relationship with the macrostructural features.

Key words: *chloritic nodules, oblate strain ellipsoid.*

Geogaceta, 9 (1991), 27-30.

Introducción

El presente estudio constituye una aproximación al estado de deformación interna de rocas (en facies Pur-

beck-Weald) afectadas por un metamorfismo regional de bajo grado por medio de la aplicación de la técnica Rf/ϕ (Ramsay, 1967) a elementos deformados de su fábrica. El material

estudiado se localiza en los niveles inferiores del grupo Oncala (Beuther y Tischer, 1966), el NE de la localidad soriana de Agreda (fig. 1A). El entorno macroestructural se caracte-

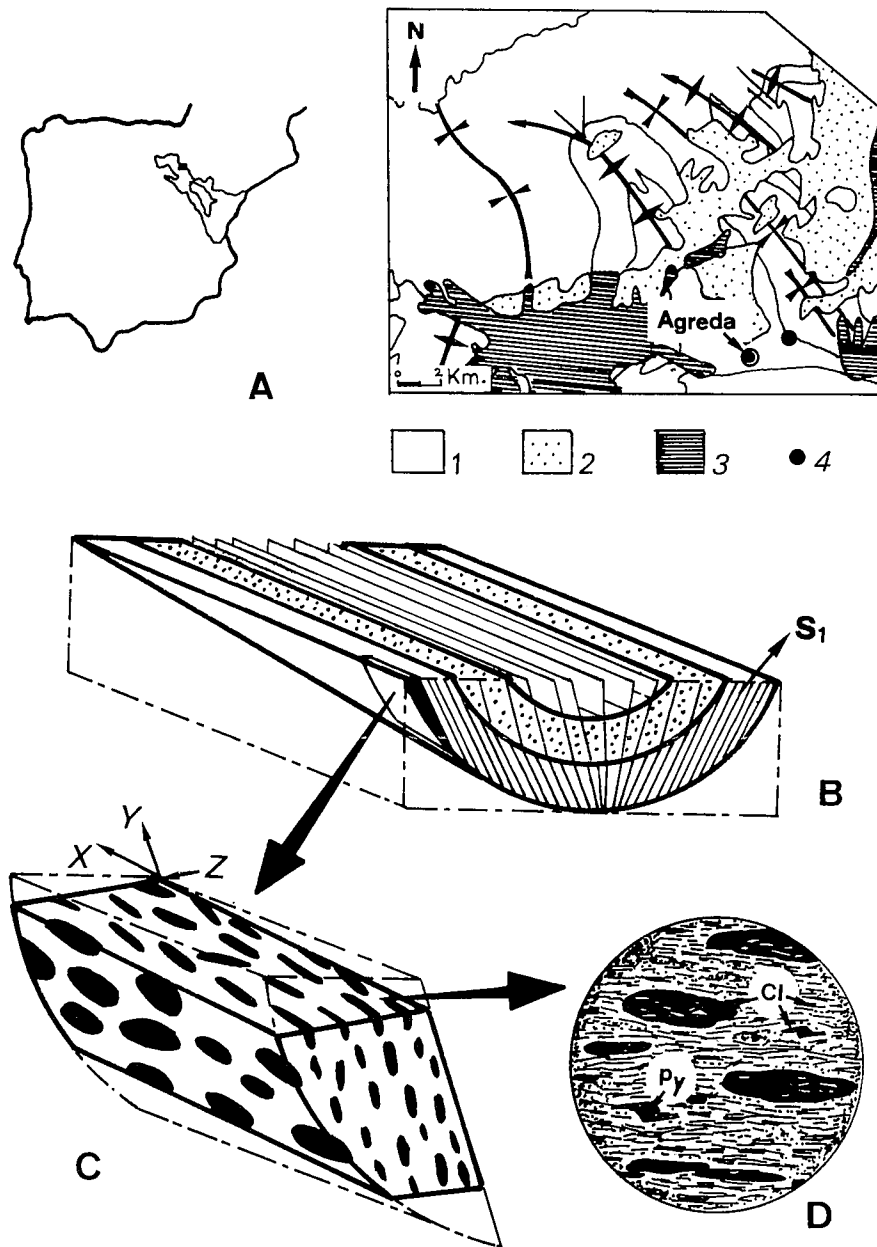


Fig. 1.—A) Esquema de situación: 1. Facies Purbeck-Weald. 2. Terciario continental. 3. Plio-cuaternal. 4. Localización aproximada del material estudiado. B) Relación entre la macroestructura sinclinal y la esquistosidad (S1). C) Orientación de los ejes principales de la deformación (X, Y, Z), respecto a las estructuras. D) Detalle en lámina delgada de los nódulos empleados como marcadores: Cl=clorita, Py=pirita. Obsérvese la composición clorítica de los nódulos y de la matriz, la presencia de zonas abrigadas cloríticas entorno a los cristales aislados de pirita y, la marcada orientación de todos los componentes paralelamente a la dirección de máxima elongación finita.

Fig. 1.—A) Location sketch: 1. Purbeck-Weald facies. 2. Continental Tertiary. 3. Plio-Quaternary. 4. Approximate location of the studied samples. B) Relationship between the syncline macrostructure and the cleavage (S1). C) Orientation of the principal strain axes (X, Y, Z), in relation to the structures. D) Thin section detail of the nodules used as markers: Cl=Chlorite, Py=Pyrite. Notice the chloritic composition of nodules and matrix, the presence of chlorite pressure shadows around the isolated pyrite crystals and the clear parallel orientation of all the components in relation to the finite maximum stretch direction.

riza por la presencia de pliegues laxos de orientación N150E.

En la figura 1B se refleja, de una forma esquemática, la relación entre la esquistosidad de abanico diver-

gente, que afecta a los materiales en facies Purbeck -Weald, y la macroestructura de referencia. Esta última constituye un sinclinal cilíndrico armado en su totalidad en los materiales

fluvio-deltaicos de la base del grupo Oncala. Su línea de charnela presenta una inmersión de 10-15° hacia el SE.

El material estudiado

El análisis de la deformación se ha realizado a partir de nódulos cloríticos incluidos en la matriz de rocas de bajo grado metamórfico (limolitas-esquistos cloríticas).

Se ha supuesto una forma inicialmente elipsoidal para estos marcadores o, al menos, comparable a la de un cuerpo geométrico no esférico. La condición de isotropía de la fábrica inicial es avalada por el carácter aleatorio del proceso de nodulización.

En lámina delgada las rocas presentan una matriz con predominio de minerales cloríticos orientados de manera preferente dentro del plano de esquistosidad. La presencia de zonas abrigadas, desarrolladas en torno a cristales aislados de pirita, permiten identificar la dirección del alineamiento preferente con la de máxima elongación finita en la roca (fig. 1D). La fracción limosa (cuarzo y minerales del grupo de la arcilla) y los carbonatos constituyen también un porcentaje elevado de la matriz.

En cuanto a los nódulos empleados como marcadores para la cuantificación de la deformación finita hay que destacar su composición mineralógica común, constituida por cristales de clorita bien desarrollados y con distinto grado de orientación respecto a los ejes mayores de los marcadores. En el interior de algunos nódulos pueden encontrarse cristales cúbicos o framboidales de pirita.

Desde el punto de vista de su aplicabilidad como marcadores de la deformación son varias las características que la justifican. En primer lugar, su composición clorítica similar evita, por un lado, posibles diferencias de comportamiento entre ellos frente a la deformación y, por otro, grandes contrastes de viscosidad respecto a la matriz. En segundo lugar, la ausencia de desviaciones de las trayectorias de la deformación a su alrededor asegura su comportamiento pasivo durante el proceso deformacional.

Obtención y tratamiento de los datos

Sobre las muestras seleccionadas

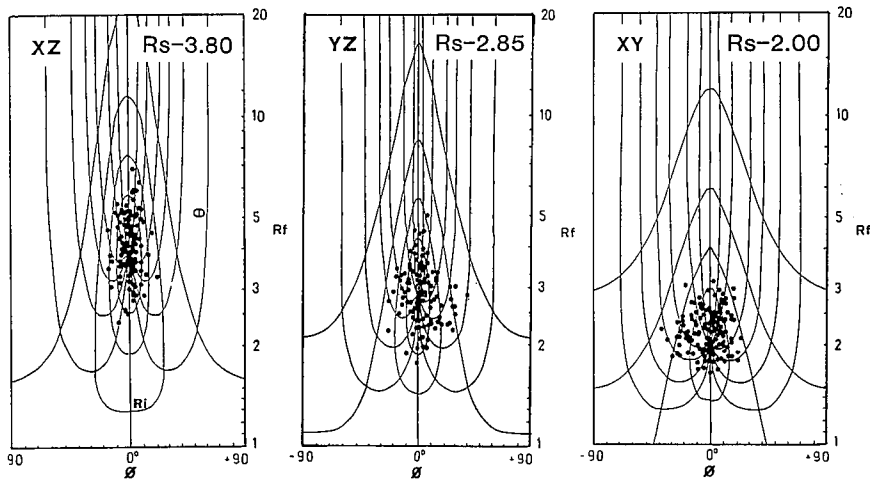


Fig. 2.—Los «ábacos de la deformación de los marcadores» (Lisle, 1985), para las secciones XZ, YZ y XY.

Fig. 2.—The marker deformation grids (Lisle, 1985), for the XZ, YZ and XY sections.

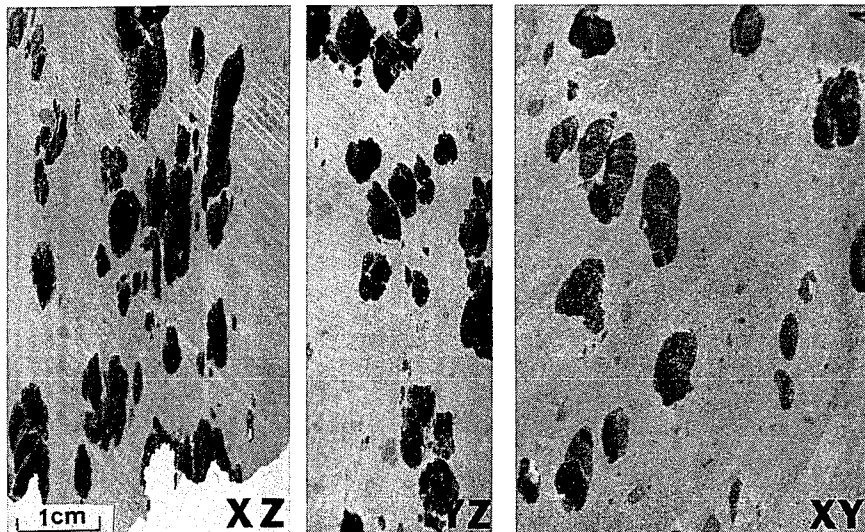


Fig. 3.—Fotografías del aspecto de la fábrica correspondientes a las secciones de la figura 2.

Fig. 3.—Photographs of the fabric features corresponding to the sections showed in fig. 2.

se han efectuado tres cortes perpendiculares entre sí (fig. 3). Conociendo la posición del plano de esquistosidad XY una de las secciones se ha hecho coincidir con él. La presencia de una dirección de máximo estiramiento, materializada por la orientación preferente de los ejes mayores de las secciones elípticas y de las aisladas zonas abrigadas, ha permitido, además, seleccionar una dirección de referencia. Esta dirección se ha hecho coincidir con la línea de intersección de dos de los planos cortados, XY y XZ.

Las medidas han sido efectuadas sobre fotocopias ampliadas realizadas directamente sobre la roca. Una vez obtenidos los valores de las relaciones

axiales de las elipses finales (R_f) y las orientaciones de sus ejes mayores respecto a la dirección de referencia elegida (ϕ), hemos calculado el valor de la relación axial de la elipse de deformación (R_s) para cada sección.

Una primera aproximación al valor de R_s ha sido obtenida aplicando las ecuaciones básicas del método R_f/ϕ establecidas por Ramsay y Huber (1983 p. 77). De este modo, y para una fluctuación (F) inferior a 90° , se han obtenido los siguientes resultados:

- Sección XY $R_s=2,2$, $R_{i\max}=1,4$
 - Sección YZ $R_s=2,9$, $R_{i\max}=1,6$
 - Sección XZ $R_s=3,9$, $R_{i\max}=1,8$
- Estos resultados han sido contrasta-

dos con los que se han obtenido empleando los «ábacos de la deformación de los marcadores», elaborados para distintos valores de R_s (Lisle, 1985) (fig. 2).

La deformación finita en tres dimensiones

A partir de los valores de R_s obtenidos para las secciones XY, YZ y XZ se ha calculado el valor del parámetro K (Flinn, 1962) definido por $K=(R_{sXY}-1)/(R_{sYZ}-1)$, que permite, por un lado, deducir el tipo de elipsoide y la modalidad de deformación que conlleva y, por otro, establecer la relación entre el elipsoide de deformación y la fábrica de la roca.

Discusión y conclusiones

El valor obtenido para el parámetro K (0,75 a partir de las expresiones teóricas y 0,70 a partir de los ábacos de Lisle) corresponde al de elipsoides de tipo oblongo para los que $1 > K > 0$, y a un régimen de deformación de aplastamiento aparente.

Existe, pues, una relación directa entre la esquistosidad y el tipo de elipsoide de deformación.

Según los modelos de relación entre el elipsoide de deformación y la esquistosidad (Ramsay y Huber, 1983), el estado de desarrollo de las fábricas analizadas se corresponde con la etapa de esquistosidad embrionaria caracterizada por la aparición de un elipsoide de tipo oblongo y el desarrollo de una lineación paralela al eje del pliegue (fig. 1C).

Finalmente, se pueden establecer claras relaciones entre las características microestructurales y macroestructurales de la deformación. En efecto, a partir del tipo de elipsoide obtenido ($K=0,70$), se puede constatar una moderada tasa de acortamiento puesta de manifiesto, a escala macroestructural, por la presencia de pliegues poco apretados con bajos buzamientos de sus flancos. Un modelo de flexofluencia, en el que la esquistosidad constituye una estructura secundaria inducida por la deformación de los flancos, permitiría explicar satisfactoriamente el desarrollo de tal anisotropía, asociada a moderadas tasas de acortamiento.

Aunque pretender realizar una ex-

trapolación directa de los resultados obtenidos a escala microestructural al contexto regional puede ser arriesgado, la contrastación de los resultados macroestructurales a partir de los microestructurales puede resultar de gran utilidad para la interpretación de los procesos y mecanismos de deformación.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado en el

marco del proyecto 221-48 del programa de Apoyo a la Investigación de la Universidad de Zaragoza.

Referencias

- Beuther, A. (1966): *Beih. Geol. Jb.*, 44, p. 103-121. Hannover.
 Flinn, D. (1962): *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 118, 385-433.
 Gil Imaz, A. *et al.* (1990): *Geogaceta*, 8, 28-30.

Lisle, R. J. (1985): *Geological strain analysis*. Pergamon Press 99 pp. Oxford.

Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill-Book Cy. 568 pp. Londres.

Ramsay, J. G. y Huber, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology*. Academic Press. 307 pp. Londres.

Tischer, G. (1966): *Beih. Geol. Jb.*, 44, p. 123-164. Hannover.

Recibido el 1 de octubre de 1990
 Aceptado el 26 de octubre de 1990

Estructuración de los Mantos Alpujárrides al W de Málaga (Béticas, Andalucía)

The structure of the Alpujarride nappes West of Malaga (Betics, Andalucía)

J. C. Balanyá* y V. García-Dueñas*

* Dpto. de Geodinámica, Inst. And. Geología Mediterránea, CSIC-Universidad. 18071 Granada

ABSTRACT

The position and kinematics of shear zones, which developed under different P-T conditions, lead to redefine the Western Alpujarride nappes: Los Reales nappe group (Jubrique and Bermeja nappes, plus the Benarrabá imbrications) and the Blanca nappe group (Guaro nappe and other units). The Guaro Nappe dismembered in extensional horses. Some tectonic elements of the central Betics correlate with the nappes here defined.

Key words: shear zone, nappe, Betics.

Geogaceta, 9 (1991), 30-33.

Los Alpujárrides son los constituyentes mayoritarios del Dominio cortical de Alborán en las Béticas occidentales (Balanyá y García-Dueñas, 1986, 1987). Se sitúan por debajo de los Maláguides y constan de varios mantos de edad alpina descritos por Dürr (1967), Mollat (1968), Didon *et al.* (1973), Navarro-Vila y Tubía (1983), Tubía (1985) y Balanyá *et al.* (1987). Todos ellos consideran que las peridotitas existentes están intercaladas entre los mantos y forman parte de ellos, pero discrepan en el número y límites de las unidades tectónicas mayores.

Muchas de las discrepancias están motivadas por la complicación estructural derivada de la superposición de estructuras post-manto, en particular fallas normales de bajo ángulo, pliegues de gran talla y fallas de salto en dirección (García-Dueñas y Balanyá, 1990).

Por nuestra parte redefiniremos los

Mantos Alpujárrides al W de Málaga a partir del análisis de la geometría y naturaleza de sus contactos, concediendo especial atención a la localización de diversas zonas de cizalla dúctil.

Sucesiones litológicas y foliaciones penetrativas

Las rocas metapelíticas constitutivas de las unidades y mantos alpujárrides representados en la fig. 1, poseen una esquistosidad Sp, penetrativa a todas las escalas y manifiesta a escala regional. La Sp, que es plano axial de pliegues isoclinales, se generó en condiciones correspondientes a una serie de facies de bajas presiones ($\approx 4\text{kb}$ y $\approx 700^\circ\text{C}$ para las rocas más profundas). La Sp en las mismas rocas oblitera otra esquistosidad (Sj) formada a $P \approx 8\text{-}9\text{kb}$ y $T \approx 750^\circ\text{C}$ (Westerhof, 1975; Tubía, 1985). Sj sólo se

conserva en el interior de cristales y en dominios lenticulares de la fábrica.

El trazado de las isogradas metamórficas es subparalelo a Sp. A escala cartográfica los contactos litológicos y la zonación metamórfica son también paralelos a la Sp, salvo en el caso de rocas intrusivas.

Las peridotitas poseen texturas porfiroclásticas foliadas que evidencian una deformación rotacional penetrativa ($T > 1.000^\circ\text{C}$). Tal foliación contiene una lineación de estiramiento de dirección general NE, con sentido de transporte hacia el SW, y es anterior al emplazamiento intracortical de las peridotitas (Tubía, 1985). Como la foliación de las masas peridotíticas es regionalmente subparalela tanto a la Sp como a sus contactos de techo y muro (donde no están reestructurados), se debe concluir que el conjunto de las peridotitas de los Alpujárrides occidentales constituían una lámina de varios kilómetros de