

Zonación estructural en una zona de cizalla en serpentinitas (Falla de Peña Parda, peridotitas de Ronda)

Structural zoning in a serpentinite-bearing shear zone (Peña Parda Fault, Ronda peridotites)

José Julián Esteban, Julia Cuevas y José María Tubía

Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, apartado 644, Bilbao 48080. jj.esteban@ehu.es; julia.cuevas@ehu.es; jm.tubia@ehu.es

ABSTRACT

We study deformation structures in a serpentinite-bearing normal shear zone in the Ronda peridotites, southern Spain. The fault zone displays a structural zoning composed by four domains showing similar strain gradients. Deformation is partitioned into distributed deformation expressed by foliated serpentinites and S-C structures and localized deformation expressed by R and P shear planes at lower and upper portions, respectively, of each domain. Such a structural zoning suggests that stable shear creep alternates with intermittent seismogenic events during the fault activity.

Key words: Serpentinites, distributed and localized deformation, Ronda peridotites

Geogaceta, 45 (2008), 19-22
ISSN: 0213683X

Introducción

Numerosos trabajos de deformación experimental han puesto de manifiesto la escasa resistencia a la fracturación de los minerales del grupo de las serpentinitas (Raleigh y Paterson, 1965; Escartín *et al.*, 1997) y su bajo coeficiente de fricción ($m = 0,1-0,45$) a temperatura ambiente (Reinen *et al.*, 1991; Reinen, 2000). La motivación para la realización de ese tipo de estudios se debe a la abundancia de zonas con serpentinitas jalonando los límites de placas tectónicas, ya que las propiedades reológicas de las serpentinitas permiten explicar porqué amplias regiones situadas a lo largo de los límites entre placas permanecen asísmicas durante largos periodos de tiempo (Hirauchi y Yamaguchi, 2007).

Los resultados de la deformación experimental también son válidos para comprender la complejidad estructural de las zonas de cizalla asociadas a la serpentinitización de peridotitas, puesto que tanto la débil resistencia a la fracturación como el bajo coeficiente de fricción de las serpentinitas facilitan la reactivación como superficies de deslizamiento de cualquier tipo de fractura previa. A pesar del interés de lo anterior, los estudios estructurales sobre zonas de cizalla naturales en serpentinitas son escasos y la comprensión de la evolución estructural, así como de los procesos de deformación involucrados en su desarrollo aún es deficiente. Las publicaciones ini-

ciales se centraron en la caracterización de las texturas (Wicks y Whittaker, 1977; Maltman, 1978) y microestructuras de las serpentinitas (Wicks, 1984). Trabajos posteriores analizan las lineaciones tangentes con vistas a obtener criterios cinemáticos (Twiss y Gefell, 1990) y explicar la dispersión de las estrías de falla en serpentinitas deformadas (Twiss *et al.*, 1991). Finalmente, trabajos recientes discuten cómo progresa la fracturación en una zona de cizalla intraserpentinítica de espesor centimétrico mediante la combinación de distintos tipos de fracturas (Hoogerduijn Strating y Vissers, 1994), la intervención de procesos de disolución-recristalización durante el desarrollo de serpentinitas foliadas (Andreani *et al.*, 2005) o la influencia de los fluidos en la deformación de serpentinitas continentales (Bellot, 2008).

Este trabajo presenta los primeros resultados del estudio estructural de la falla de Peña Parda, una zona de cizalla desarrollada esencialmente sobre serpentinitas formadas a expensas de las peridotitas de Ronda. La falla estudiada se localiza en el tercio oriental del macizo de Sierra Bermeja (Fig. 1A), tiene un recorrido de unos 4 kilómetros y separa a las peridotitas de Ronda de los esquistos, cuarcitas y migmatitas del manto de Guadaiza subyacente (Fig. 1B y 1C). Las peridotitas de Ronda proceden del manto subcontinental y actualmente forman la base del manto de Los Reales, que es el que ocupa la posición estructural superior

del Complejo Alpujarride de las Cordilleras Béticas (Tubía *et al.*, 1992). Las peridotitas de Ronda están formadas mayoritariamente por lherzolitas y harzburgitas afectadas por grados de serpentinitización variables. El tipo de serpentinita dominante es lizardita, lo que concuerda con el desarrollo de rodingitas con pectolita, hidrogrosularia y xonotlita en diques graníticos transformados hidrotermalmente durante la serpentinitización (Esteban *et al.*, 2003).

Características estructurales y microestructurales

La falla de Peña Parda es de tipo normal, su dirección es este-oeste y buza unos 50° al norte. La zona de falla alcanza un espesor de unos 14 metros, de los cuales 2 afectan a las migmatitas del bloque de muro y los 12 restantes a serpentinitas formadas a expensas de las peridotitas de Ronda. En las migmatitas sólo se observan fracturas espaciadas y apenas se forman rocas de falla, observándose una banda de 20 centímetros de espesor con cataclasitas foliadas. En cambio, en las rocas ultrabásicas la fracturación es mucho más penetrativa siendo frecuentes las harinas de falla y el desarrollo de serpentinitas foliadas con microestructuras C-S.

En el tramo de falla que afecta a las serpentinitas se pueden diferenciar cuatro franjas que presentan zonaciones estructurales similares (Fig. 2; corte geológico).

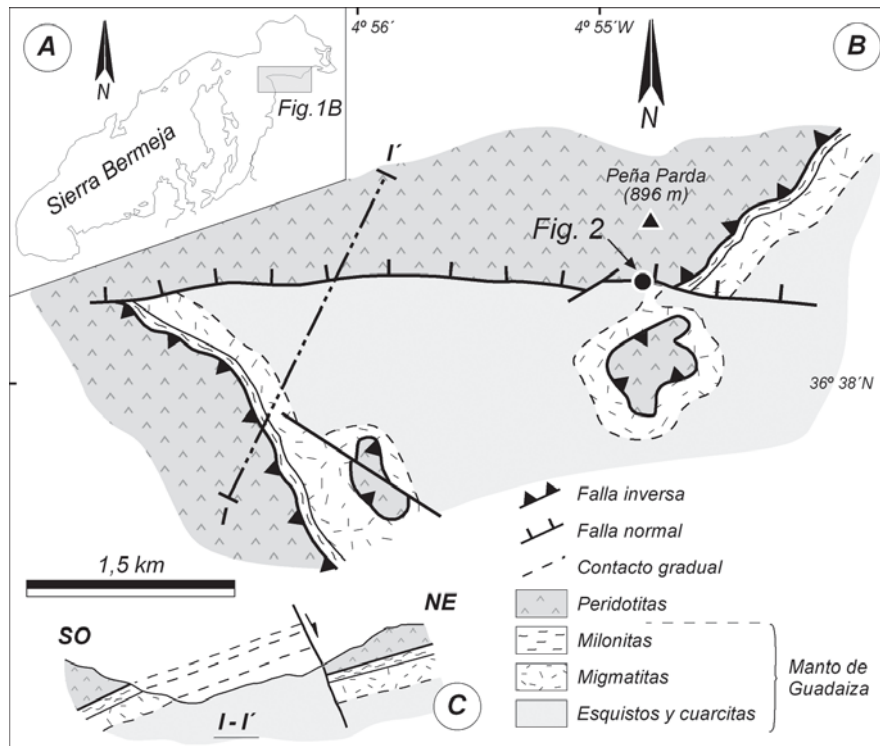


Fig.1.- A) Localización del área estudiada en el macizo de Sierra Bermeja. B) Mapa y C) corte geológico simplificados de la falla normal de Peña Parda.

Fig.1.- A) Location of the study area in the Sierra Bermeja Massif. B) Simplified geological map and C) cross-section of the Peña Parda normal fault.

La porción inferior de cada franja está formada por harinas de falla, que dan paso a una lámina con bloques heterométricos (longitud mayor variable entre 0,5 y 20 cm) de serpentinitas masivas inmersos en una matriz de grano fino constituida por serpentina foliada (Fig. 2A); este tipo de fábrica equivale a la que O'Hanley (1996) ha denominado como "foliate serpentinite breccia". Finalmente, hacia el techo de cada tramo predominan los bloques grandes y angulosos de serpentinitas masivas y peridotitas parcialmente serpentinizadas, separados por fracturas tapizadas por crisotilo. En las láminas intermedias de cada tramo se observa que el tamaño y la proporción de bloques aumentan al distanciarse de la banda de harinas de falla. La mayoría de los bloques tienen formas ahusadas y en los bloques de mayor tamaño los bordes coinciden frecuentemente con fracturas de Paterson, P y de Riedel, R que se prolongan por la matriz de grano fino (Fig. 2B). La foliación (S) está asociada a fallas de tipo P y muestra una orientación uniforme en las zonas carentes de bloques, donde define estructuras C-S junto con las fracturas de tipo P (Fig. 2C); en cambio, en las zonas con bloques la orientación de la foliación es sumamente variable, pues se amolda a la forma de los bordes de los bloques (Fig. 2D).

La foliación está definida por la orientación preferente de las microfibras de lizardita y de agregados de diminutos granos de magnetita. Son frecuentes las microestructuras C-S y pliegues intrafoliares. Ocasionalmente se conservan cristales residuales de espinela, que aparecen disgregados por microfracturas de tensión perpendiculares a la foliación y bastitas recristalizadas procedentes de piroxenos. Los bloques de serpentinitas masivas tienen mayoritariamente texturas pseudomórficas de tipo "mesh" (Maltman, 1978; O'Hanley, 1996), que están cortadas por microfracturas colmatadas por crisotilo.

Datos direccionales

Las orientaciones de las fracturas menores, de la foliación y de las estrías de falla se representan en la figura 3. Las fracturas menores se han medido mayoritariamente en el techo de cada uno de los cuatro tramos descritos en el apartado anterior, donde las rotaciones de los grandes bloques son mínimas y, por lo tanto, se conservan las orientaciones iniciales de las fracturas que los separan; en cambio, las medidas de la foliación proceden de la base de los dominios intermedios, con fábrica de "foliate serpentinite breccia", donde

apenas existen bloques de serpentinitas masivas que distorsionen a la foliación.

Las fracturas menores tienen direcciones similares a las de la falla, también buzando hacia el norte y sus sentidos de cizalla son sintéticos con el de la falla. Se agrupan en dos familias: una con buzamientos que superan en unos 8° a 19° al de la falla, y otras con buzamientos entre 12° y 25° inferiores al de la falla. Las primeras son compatibles con fracturas R, y las segundas con fracturas P (Fig. 3A). Los polos de la foliación están bien agrupados y son casi perpendiculares a las fracturas de tipo P, lo que concuerda con la observación cinemática de que numerosas fracturas P actúan como planos C con respecto a la foliación, los planos S (Fig. 2C).

Las estrías observadas sobre planos de fracturas P y R están concentradas en el cuadrante NO y determinan una dirección de cizallamiento hacia el NNO (Fig. 3B). Esa relativa homogeneidad contrasta con la marcada dispersión de medidas obtenidas sobre las superficies de bloques estríados de serpentinitas masivas; como se representa en la figura 3B, es común la presencia de estrías con orientaciones diferentes en distintas caras de un mismo bloque e incluso llegan a observarse estrías curvas. Estas características se han atribuido a procesos de rotación de los bloques en el seno de la matriz de serpentinitas foliadas (Twiss y Gefell, 1990; Twiss *et al.*, 1991).

Discusión

Las características estructurales descritas indican que la actividad de la falla de Peña Parda y la serpentinitización fueron procesos coetáneos. La concentración de la deformación en las serpentinitas pone de manifiesto el pronunciado contraste reológico de las serpentinitas con respecto a las migmatitas y peridotitas, lo que concuerda con el bajo coeficiente de fricción de las serpentinitas (Reinen, 2000).

Las zonas de cizalla se caracterizan por la existencia de gradientes de la deformación hacia el núcleo de la zona de cizalla cuando ésta se propaga a través de un mismo material, o hacia el contacto entre dos materiales cuando la zona de cizalla separa a materiales con fuerte contraste reológico. En cambio, la falla de Peña Parda presenta una zonación estructural con cuatro franjas superpuestas, cada una de las cuales exhibe un gradiente de deformación ha-

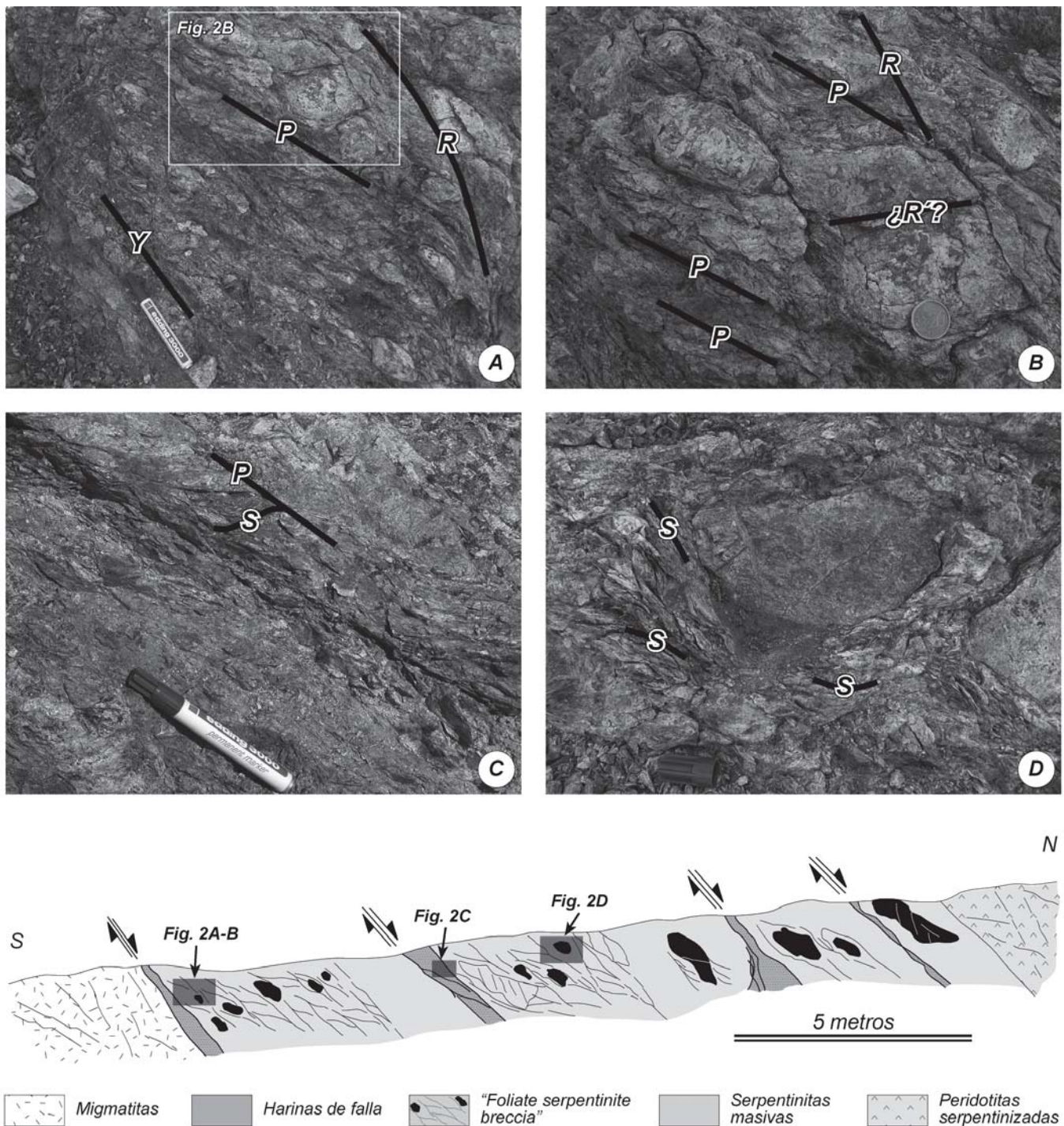


Fig. 2.- Corte estructural detallado de la zona de falla (localización en la figura 1). Los niveles de harinas de falla delimitan los cuatro tramos estructurales que se describen en el trabajo. En negro están simbolizados los bloques de serpentinita masivos. A) Fracturas de Riedel (R) y Paterson (P) oblicuas a la falla principal (Y). B) Detalle de la fotografía anterior, mostrando bloques de serpentinitas masivas cuyos bordes coinciden con planos P y R. C) Estructuras C-S y asociación de la foliación, S, con fracturas de tipo P. D) Distorsión de la orientación de la foliación alrededor de un bloque de serpentinita.

Fig. 2.- Structural cross-section of the fault zone (its location is shown on figure 1). Fault gouges mark the boundaries of the four structural domains discussed in the work. In black are represented the blocks of massive serpentinite. A) Riedel (R) and Paterson (P) shears oblique to the main fault (Y). B) Detail showing blocks of massive serpentinite bounded by P and R shears. C) S-C structures and obliquity between the foliation, S, of serpentinites and a P shear. D) Accommodation of foliations about a block of massive serpentinite.

cia su base (Fig. 2; corte geológico). Tal zonación sugiere un funcionamiento episódico de la falla y la migración del frente activo de deformación hacia el interior de las peridotitas. Su interés ra-

dica en que proporciona un patrón de la deformación semejante al del funcionamiento intermitente, de tipo "stick-slip" de las fallas sísmicas. En relación con esa misma cuestión, hay que destacar

que en la falla de Peña Parda coexisten zonas con deformación localizada junto a bandas con deformación distribuida, representadas por las fracturas R o P y por la foliación, respectivamente. Esta

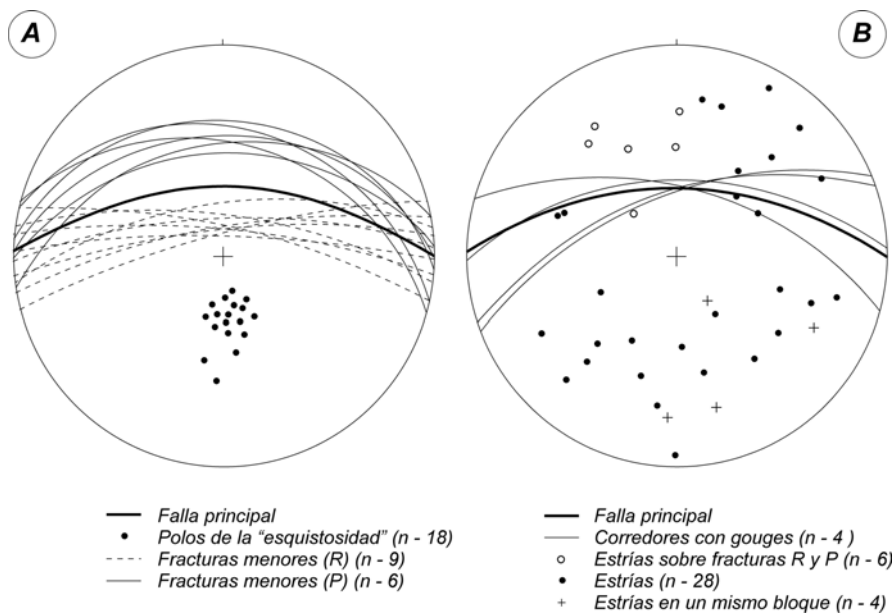


Fig. 3.- Diagramas de proyección estereográfica equiangular de las estructuras planares y lineales de la falla. Hemisferio inferior. A) Orientación de la falla principal, de fracturas menores y de los polos de la foliación de las serpentinitas. B) Orientación de los niveles de harinas de falla con respecto a la falla principal y de las estrías de falla.

Fig. 3.- Stereographic plots in equiareal projection of the planar and linear structures in the fault zone. Lower hemisphere A) Orientation of the main fault, minor shears and poles to foliation. B) Orientation of the gouge levels and fault slickenlines.

característica estructural, que había sido descrita previamente en otras fallas sobre serpentinitas (Hoogerduijn Strating y Vissers, 1994; Andreani *et al.*, 2005) y que se ha reproducido en ensayos de deformación experimental sobre serpentinitas (Reinen, 2000), se atribuye a un flujo estable de la falla con episodios sísmicos intermitentes (Reinen, 2000). Esperamos que trabajos estructurales y petrológicos detallados en curso ayuden a precisar el origen de esa zonación estructural.

Agradecimientos

La realización de este trabajo ha sido posible gracias a la financiación procedente del proyecto de investigación CGL 2007-600030/BTE (Ministerio de Educación y Ciencia) y "Grupos de Investigación del Sistema Universitario Vasco" IT-270-07.

Referencias

Andreani M., Boullier, A.M. y Gratier, J.P. (2005). *Journal of Structural Geology*,

- 27, 2256-2267.
 Bellot, J.P. (2008). *Tectonophysics*, 449, 133-144.
 Escartín, J., Hirth, G. y Evans, B. (1997). *Journal of Geophysical Research*, 102 (B2), 2897-2913.
 Esteban J.J., Cuevas, J., Tubía, J.M. y Yusta, I. (2003). *The Canadian Mineralogist*, 41, 161-170.
 Hirauchi K. y Yamaguchi, H. (2007). *Terra Nova*, 19, 454-461.
 Hoogerduijn Strating, E.H. y Vissers, R.L.M. (1994). *Journal of Structural Geology*, 16, 1205-1215.
 Maltman, A.J. (1978). *Geological Society of American Bulletin*, 89, 972-980.
 O'Hanley, D.S. (1996). *Serpentinites. Records of Tectonic and Petrological History*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 34, Oxford University Press, 277 p.
 Raleigh, C.B. y Paterson, M.S. (1965). *Journal of Geophysical Research*, 70, 3965-3985.
 Reinen, L.A. (2000). *Geology*, 28, 135-138.
 Reinen, L.A., Weeks, J.D. y Tullis, T.E. (1991). *Geophysical Research Letters*, 18, 1921-1924.
 Tubía, J.M., Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro-Vilá, F. y Álvarez, F. (1992). *Journal of Structural Geology*, 14, 193-203.
 Twiss, R.J. y Gefell, M.J. (1990). *Journal of Structural Geology*, 12, 471-481.
 Twiss, R.J., Protzman, G.M. y Hurst, D. (1991). *Tectonophysics*, 186, 215-239.
 Wicks, F.J. (1984). *The Canadian Mineralogist*, 22, 197-204.
 Wicks, F.J. y Whittaker, E.J.W. (1977). *The Canadian Mineralogist*, 14, 459-488.