

Deformación asociada a la falla de Valdoviño (Noroeste del Macizo Ibérico)

Deformation related to the Valdoviño fault (Northwest Iberian Massif)

F. J. FERNÁNDEZ Y S. LLANA-FÚNEZ

*Departamento de Geología., Universidad de Oviedo, Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España
(e-mail: brojos@geol.uniovi.es)*

Resumen: La sección costera de la falla de Valdoviño expone rocas de falla deformadas en las proximidades de la base de la zona sismogénica de la corteza Ibérica Varisca, en la que estructuras frágiles discretas afectan una zona de deformación predominantemente dúctil. El núcleo de la falla contiene rocas ultramáficas, rocas máficas con granate, anfíbolitas, neises cuarzo-feldespáticos y metavulcanitas básicas entre las facies deformadas del granitoide Varisco de A Espenuca. Este artículo describe la deformación y microestructuras relacionadas con la falla desarrolladas en el granitoides. La composición y características tectonometamórficas del resto de rocas presentes en el núcleo de la falla sugieren que las estructuras asociadas a la falla se superpusieron a fábricas tectónicas previas, similares a las que presentan las rocas de los complejos alóctonos del NO del Macizo Ibérico.

Palabras clave: microestructura, rocas de falla, corteza continental, EBSD, Orógeno Varisco.

Abstract: The coastal section across the Valdoviño fault exposes fault-related rocks deformed at the base of the seismogenic zone of the Iberian Variscan crust. Discrete brittle structures are superimposed over previous predominant ductile deformation fabrics in most rocks. The core of the fault contains ultramafic rocks, garnet-bearing mafic rocks, amphibolites, quartzo-feldspathic gneisses and basic metavulcanites, in between the deformed facies of the A Espenuca Variscan granitoid. We show the deformation and microstructures related to the fault developed in the Variscan granitoid. The composition and tectonometamorphic features of the rest of the related rocks at the core of the fault suggest that deformation structures are superposed onto earlier tectonic fabrics, similar to those present in the rocks of the allochthonous complexes of the NW Iberian Massif.

Keywords: microstructure, fault-related rocks, continental crust, SEM-EBSD, Variscan Orogeny.

En zonas internas de cordillera las estructuras que concentran el desplazamiento de grandes porciones de corteza pueden afectar tanto a la corteza superior como a toda la litosfera. Estructuras que en planta exceden el centenar de kilómetros es frecuente que lleven asociadas zonas de deformación de varios centenares de metros de espesor (ver por ejemplo Scholz 2002, Fossen 2010). De acuerdo con la distribución de la deformación en las zonas de falla se distinguen dos tipos básicos, definidas por un núcleo simple o por varios núcleos con geometrías planares o anastomosadas (ver por ejemplo Faulkner *et al.*, 2010). En general, la nucleación de la deformación en zonas de falla y sobre todo el mantenimiento de la localización de la deformación se puede producir por cambios en las condiciones de deformación con respecto al resto de la corteza, por cambios de temperatura o la velocidad de deformación, o por cambios en las rocas consecuencia de la deformación, como son la reducción del tamaño de grano, la formación de nuevas fases minerales (como filosilicatos, ver por ejemplo Niemeijer y Spiers, 2005; Mariani *et al.*, 2006) o la circulación de fluidos (ver por ejemplo Chester, 1994; Bos y Spiers, 2001).

Los procesos que actúan en las zonas de falla potencialmente sismogénicas y su comportamiento reológico se puede entender mediante el análisis de las rocas de falla. Sin embargo, el estudio directo de rocas de falla relacionadas con la base sismogénica de la corteza en estructuras activas raramente es posible cuando el movimiento predominante es en dirección.

En las etapas finales del Orógeno Varisco se desarrollan en el Noroeste de la Península Ibérica varias fallas de desgarre de escala cortical (ver por ejemplo Ponce de León y Choukroune, 1980), entre ellas la falla de Valdoviño, que pudieron acomodar en parte el desarrollo del arco Ibero-Armoricano (Matte, 1986; Llana-Fúnez y Marcos, 2007; Ribeiro *et al.* 2007; Gutiérrez-Alonso *et al.*, 2015).

El objeto principal de este trabajo es describir las estructuras de las rocas deformadas en la sección costera de la falla de Valdoviño (Díaz García, 1983; Fig.1). El núcleo de la zona de falla contiene una gran variedad de tipos de rocas, desde rocas ultramáficas hasta litologías félsicas y por tanto la mine-

ralogía que define las estructuras es muy variada y heterogénea lo que complica la interpretación de las condiciones de la deformación durante el desarrollo de las estructuras. No obstante, se puede afirmar que el régimen de deformación predominante es dúctil, aunque se observan varias estructuras frágiles de diverso origen sobrepuestas. En este trabajo se describen las estructuras asociadas a las diferentes litologías presentes en la zona de falla, y se centra el estudio en la deformación del cuarzo en rocas sin deformación previa, como son los granitoides a ambos lados de la zona de falla. Se ha comprobado que las condiciones de deformación dúctil del cuarzo registradas en las rocas del parautoctono relativo son consistentes con las registradas en el granitoide.

A partir del análisis de la deformación dúctil, en especial en cuarzo, que registran las rocas de falla en el granitoide de A Espenuca se propone un modelo preliminar de la resistencia mecánica de la corteza afectada por la falla de Valdoviño, a partir del cual se pueden extraer algunas conclusiones que afectan a las condiciones de la deformación de la corteza Varisca Ibérica en las etapas finales de formación del orógeno.

Contexto geológico

La falla de Valdoviño separa el Dominio del Olló de Sapo (Zona Centro Ibérica) del Dominio Esquistoso (Zona de Galicia-tras-os-Montes) (Julivert *et al.*, 1972; Farias *et al.*, 1987) en el Macizo Ibérico. La falla se extiende desde la línea de costa, en la ensenada de Prado (NE de A Coruña), hasta la cobertera terciaria de Monforte de Lemos, bajo la que desaparece, más de 120 km hacia el sur (Fig. 1). La falla de Valdoviño, también denominada zona de cizalla de Guitiriz (Ponce de León y Choukroune, 1980), Falla de Prado (Díaz-García, 1983) o Falla de Puente-deume-Valdoviño (Aller y Bastida, 1996), ha sido interpretada como una falla de desgarre levógira tardi-Varisca porque afecta a estructuras desarrolladas durante la tercera fase de deformación regional (D_3), como son el sinforme del complejo de Órdenes y el antiforme de doble vergencia del Dominio del Olló de Sapo (Aller y Bastida, 1996).

El desplazamiento relativo que se deduce de la disposición de los complejos alóctonos de Órdenes

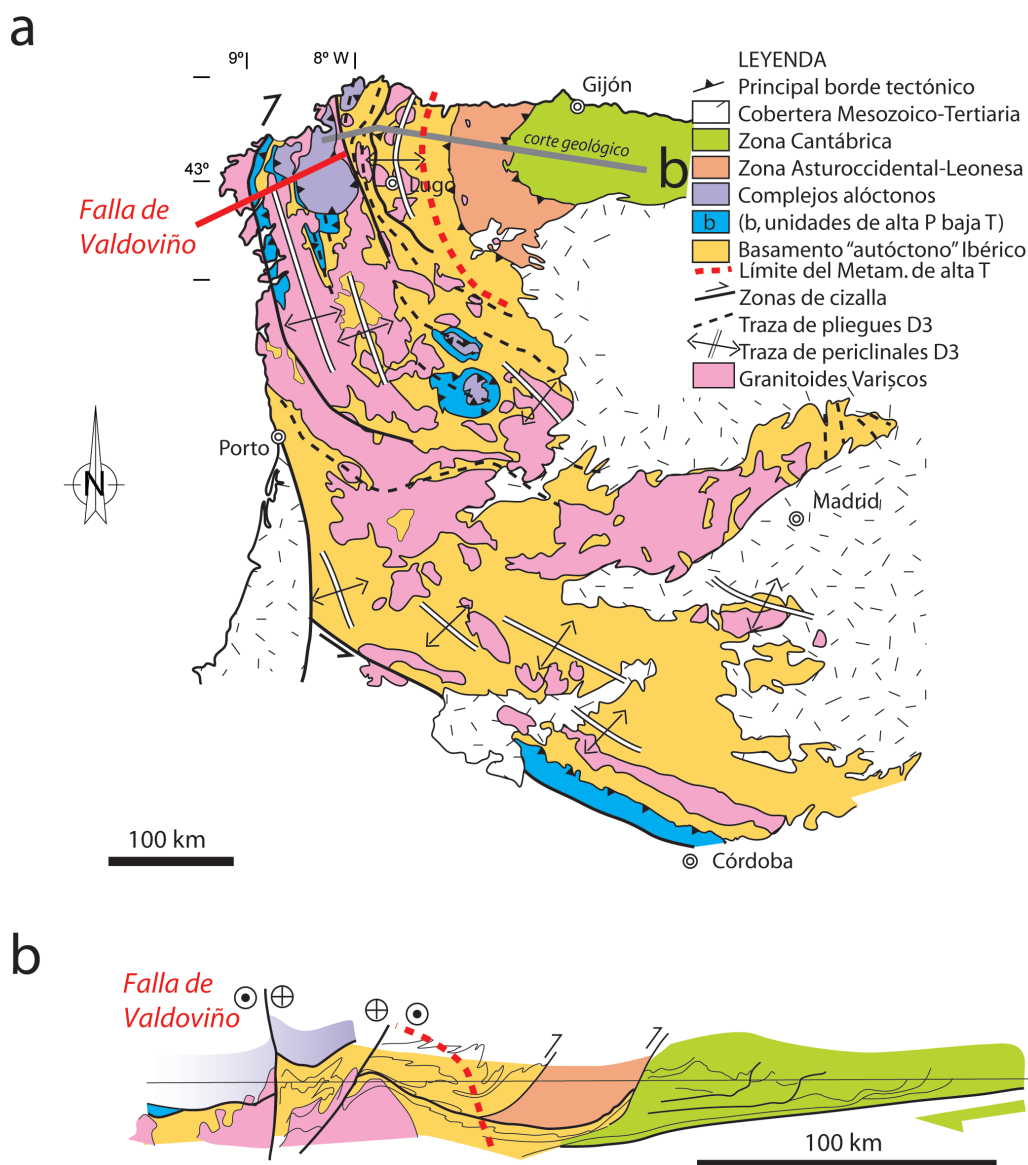


Figura 1: a) Mapa geológico del NO del Macizo Ibérico mostrando el efecto cartográfico de las estructuras D_3 -Variscas mayores, basado en Parga-Pondal *et al.*, (1982) y Martínez *et al.*, (1988). b) Corte geológico a través del NO del Macizo Ibérico mostrando la localización de la falla de Valdoviño y su efecto en la transecta del Orógeno Varisco, basado en Pérez-Estaún *et al.* (1991).

y Cabo Ortegal, la asimetría de las foliaciones de cizalla relacionadas con la falla (Ponce de León y Choukroune, 1980; Courrriex 1984) y la orientación del elipsoide de deformación finita deducido a partir de las fábricas magnéticas y de orientación preferente de micas medidas a lo largo de la zona de falla (Rathore *et al.*, 1983) son consistentes con un movimiento horizontal levógiro de la falla.

El granitoide de A Espenuca se ha interpretado que intruye sincinemáticamente a lo largo del segmento

norte la falla de Valdoviño (Fig. 2; Ponce de León y Choukroune, 1980; Courrriex 1984; Ortega, 1998) y presenta un aumento progresivo de la deformación hacia el norte, donde el granitoide tiene una anchura mínima de unos 400 m, mientras que 45 km hacia el sur el cuerpo intrusivo se hace más ancho, hasta alcanzar los 10 km, presentando unas facies más débilmente deformadas hacia el oeste de la falla (Fig. 2). Este granitoide muestra evidencias de formación por fusión parcial del porfiroide del Olló de Sapo, con tasas de fusión muy elevadas, en unas condicio-

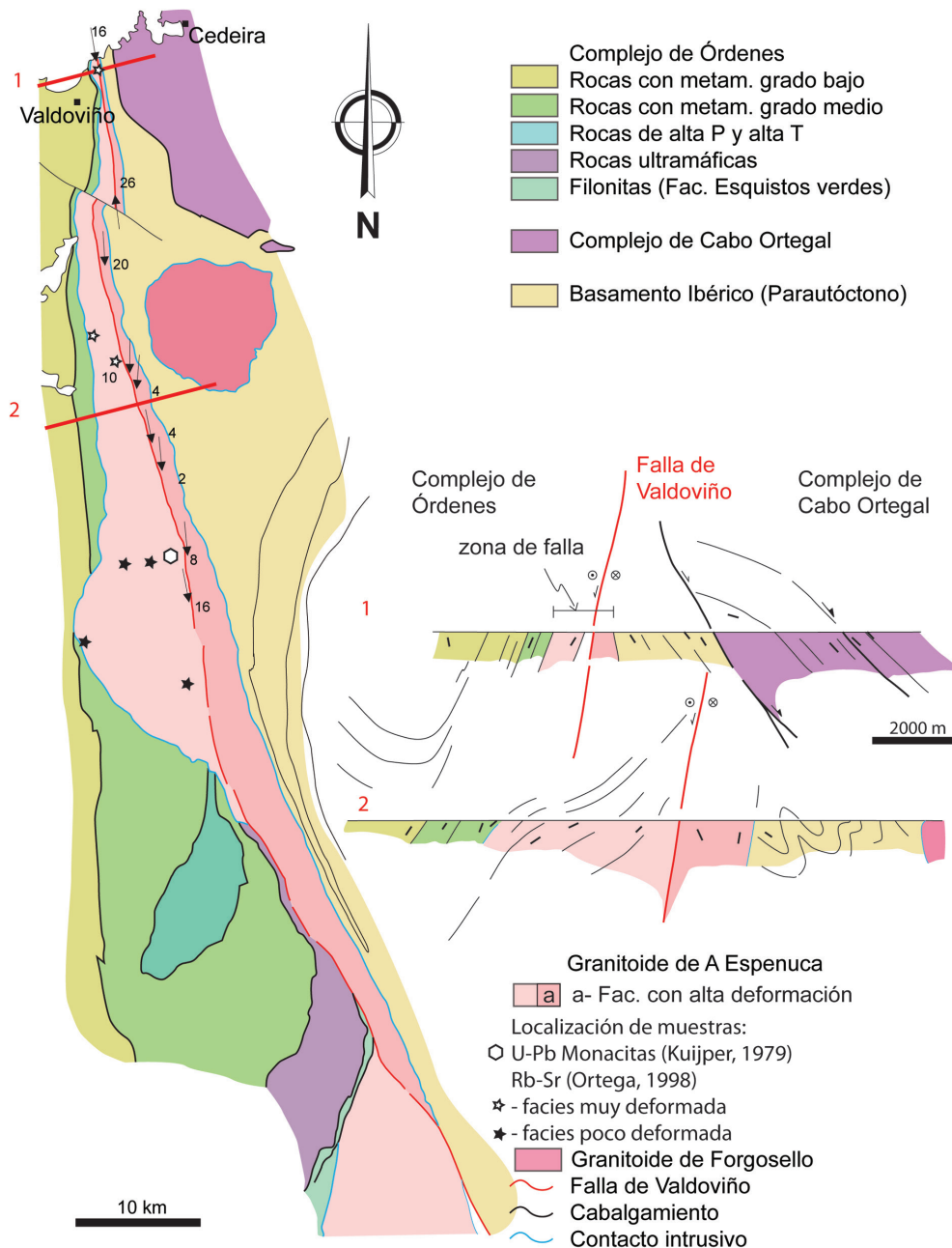


Figura 2: Mapa sintético del segmento norte de la falla de Valdoviño basado en las cartografías de las hojas 1:200.000 del Instituto Geológico y Minero de España (IGME). Los cortes geológicos utilizan datos del mapa geológico continuo de España (Geode) y datos propios. La traza de la falla en el interior es nueva y parcialmente basada en Díaz-García (1983) y Courrioux (1984).

nes de P y $T > 5$ kb y $800\text{ }^{\circ}\text{C}$, dejando un residuo granulítico (Ortega *et al.*, 1994). La datación por Rb-Sr (roca total) de cuatro muestras de la facies poco deformada del granito proporciona una edad de ca. 320 Ma, mientras que la recta de regresión (error-crona) del diagrama Rb-Sr de cuatro muestras de la facies muy deformada proporciona una edad de ca.

290 Ma (Fig. 2), aunque esta edad debe tomarse con precaución debido a su dispersión, probablemente consecuencia de un reequilibrio isotópico incompleto durante la deformación (Ortega *et al.*, 1997; Ortega, 1998). Las edades calculadas por Ortega son consistentes con la edad U-Pb de 308 ± 8 Ma obtenida por Kuijper (1979) en tres monacitas de la facies

deformada del granitoide (muestra 77-Gal-12, Fig. 2). Estos datos sugieren un periodo de entre 20 y 30 Ma de actividad tectono-termal asociada con la falla.

Estructura de la falla de Valdoviño en la ensenada de Prado

Hacia el noreste de Valdoviño, la ensenada de Prado presenta un acantilado costero que corta perpendicularmente

el borde septentrional de la falla. La zona de falla tiene una estructura aparentemente simple, definida por gran variedad de rocas entre las facies alcalinas, más ricas en feldespato potásico (100 m de espesor), y calco-alcalinas, con feldespato potásico y plagioclasa, (200 m de espesor) del granitoide de A Espenuca, ambas intensamente deformadas. Hacia el este, cuarcitas miloníticas en el contacto entre el granitoide y el parautoctono definen un límite neto (muestra SB-00 en Fig. 3a). El límite por el oeste de

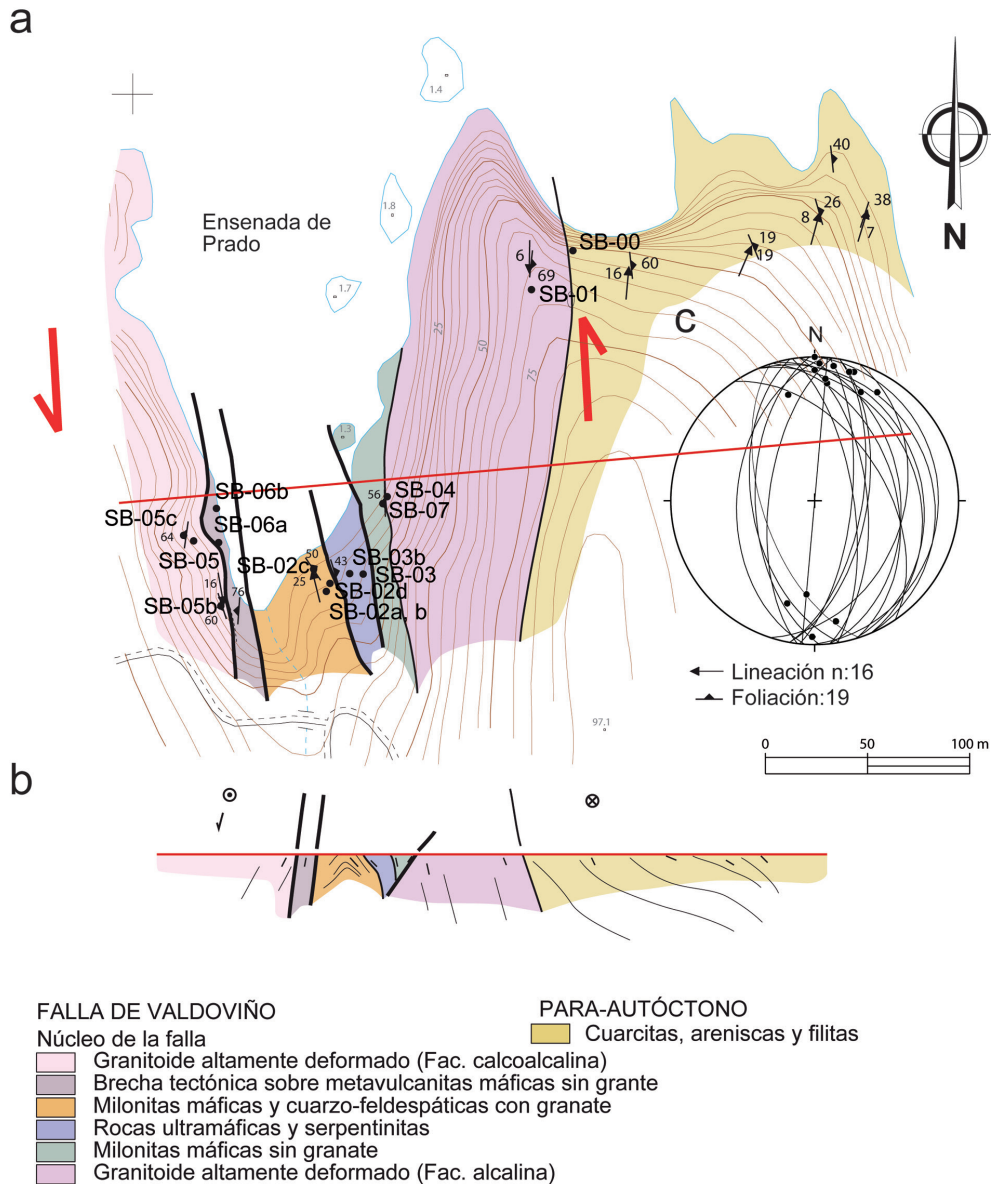


Figura 3: La falla de Valdoviño en la Ensenada de Prado. a) Mapa geológico con la situación de las muestras de roca. b) Estructura de la Falla de Valdoviño en la sección costera, en la que se representan la orientación de las foliaciones y las discontinuidades mayores a la escala de afloramiento. c) Orientación de los planos de foliación y de la lineación de las fábricas L-S desarrolladas por las rocas de falla. Proyección equiareal, hemisferio inferior.

la zona de falla está intruida por granitoides, algunas de cuyas facies se encuentran intensamente deformadas, y separa la zona de falla de metapelitas y anfibolitas del Complejo de Órdenes (Fig. 2; Díaz-García, 1983). Dentro de la zona de falla, se reconocen cinco tipos diferentes de rocas que consisten, de este a oeste, en milonitas máficas, budines métricos de rocas ultramáficas, una banda plegada de ~15 m de espesor de rocas máficas con granate con intercalaciones de neises cuarzofeldespáticos y una banda de ~10 m de espesor de metavulcanitas máficas muy deformadas (Fig. 3a). Las facies deformadas de los granitoides a ambos lados del núcleo de la zona de falla presentan una foliación subvertical (Fig. 3b) de tipo plano-linear hacia el borde oriental de la falla y de tipo li-

near en la facies néisica calco-alcalina. La lineación es predominantemente horizontal (Figs. 3c y 4), aunque hacia el borde oriental puede inclinarse localmente hacia el sur. La mayoría de los criterios cinemáticos observados tales como foliaciones oblicuas, estructuras en manto, porfiroclastos con colas asimétricas y enjambres de venas cizalladas son consistentes con la cinemática levógira horizontal general de la falla (Fig. 5). Las rocas ultramáficas del núcleo de la falla están serpentinizadas y desarrollan una foliación plano-linear consistente con la fábrica general (Fig. 6). En detalle, se pueden observar otros criterios cinemáticos en secciones perpendiculares al plano de foliación como son venas de turmalina cizalladas y budines romboidales de rocas máficas y ultramáficas (Fig. 5).

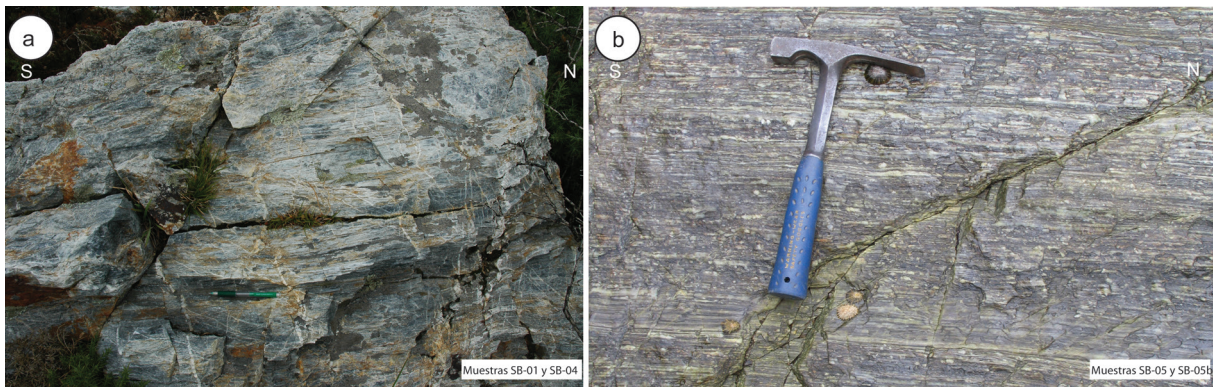


Figura 4: Aspecto de los granitoides variscos a ambos lados del núcleo de la zona de falla. a) Contacto oriental de la facies alcalina milonitizada del granitoide con las cuarcitas del parautóctono. b) Contacto occidental del núcleo de la falla con las metavulcanitas máficas. La sección (a) es horizontal y la sección (b) vertical.

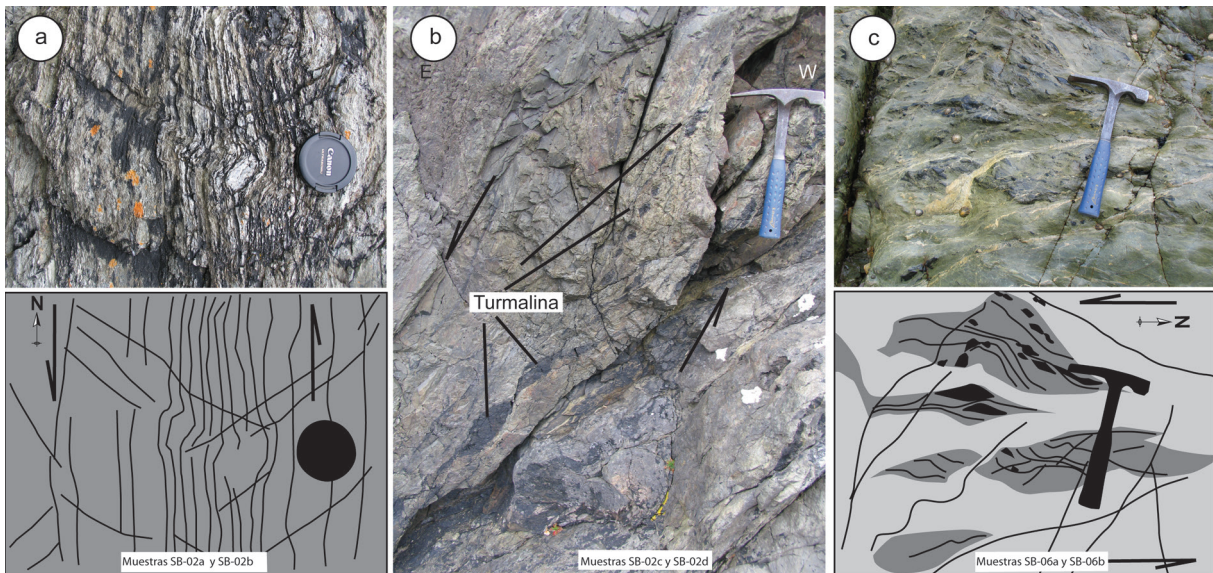


Figura 5: Zona centro-occidental de la falla de Valdoviño. a) Roca máfica con granate y fenoclastos de plagioclasa con estructuras en manto. b) Budines de rocas máficas y venas cizalladas rellenas de turmalina Micro. c) Brechas en metavulcanitas máficas sin granate.

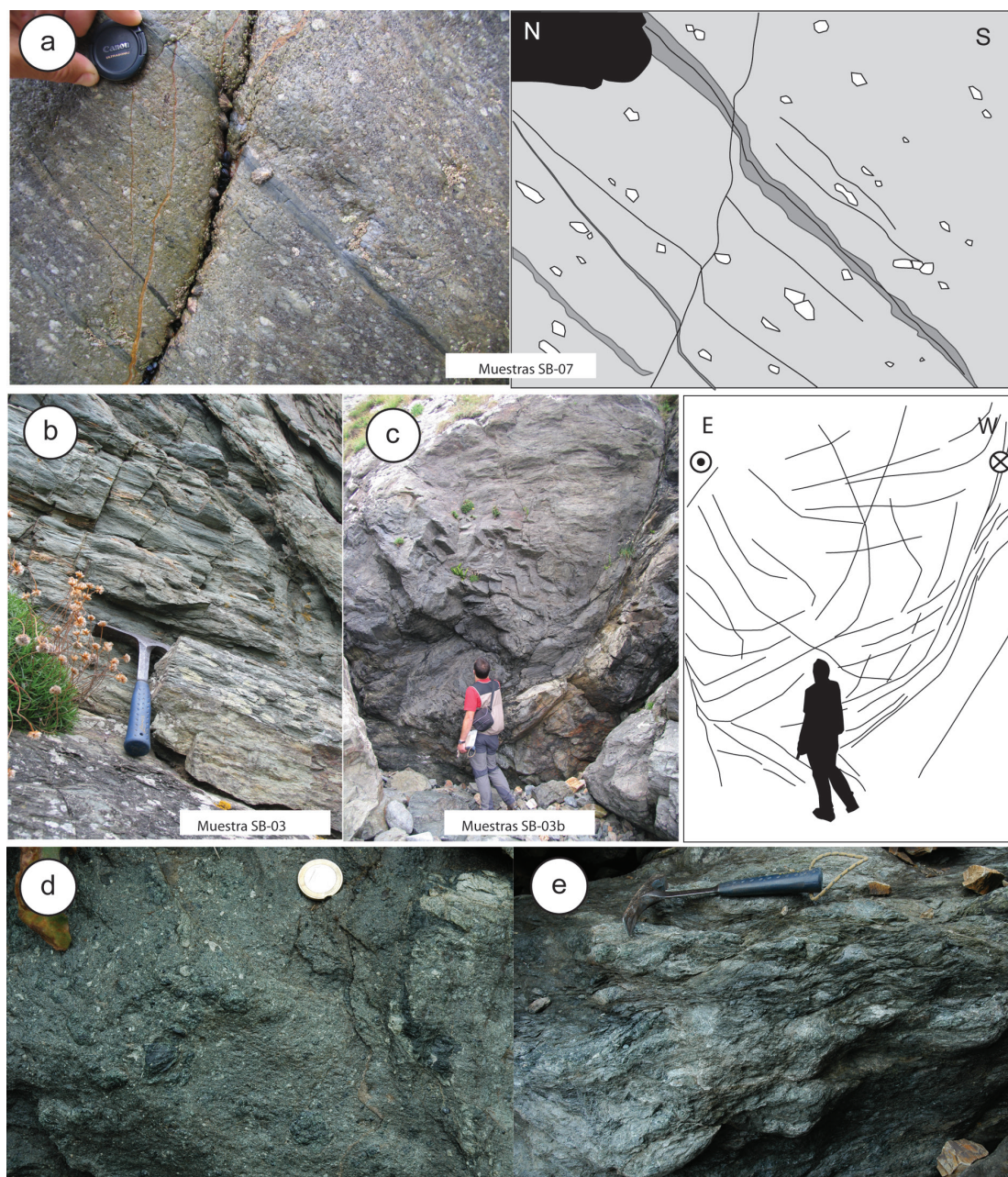


Figura 6: Zona centro-oriental de la falla de Valdoviño formado por anfibolitas en contacto con rocas ultramáficas serpentinizadas. El neis anfibólico desarrolla fábricas foliadas en las que destacan porfiroclastos redondeados de feldespato y cizallas discretas sobre las que crecen cintas de clorita poiquilítica a). Las serpentinitas en contacto con las anfibolitas están intensamente foliadas (b) bordeando cuerpos sigmoidales de rocas ultramáficas (c). Entre los cuerpos sigmoidales y las serpentinitas foliadas se observan serpentinitas cataclásticas (d) y serpentinitas con bandas de cizalla de tipo S-C (e).

Metodología

El análisis de la deformación del núcleo de la falla de Valdoviño se basa en las muestras recogidas en la Ensenada de Prado y en las observaciones realizadas a lo largo de la falla hacia el interior. Ocho muestras (SB-)

corresponden a las rocas ultramáficas, máficas y metavulcanitas, cuatro a las facies néisicas del granitoide y una cuarzo-milonita del Dominio del Olló de Sapo muestreada en el contacto con el granitoide (Fig. 3). Las láminas delgadas están cortadas en secciones perpendiculares al plano de foliación (XY) y paralelas a

la lineación de orientación mineral (X). En el estudio de la microestructura se ha utilizado microscopía óptica convencional y se ha complementado este estudio con la medida de orientación cristalográfica preferente mediante la técnica de electrones retrodispersados (*electron back-scattered diffraction* o EBSD) en dos muestras, en las universidades de Liverpool (muestra SB01) y Granada (muestras SB01 y SB00).

En la universidad de Granada se utilizaron dos microscopios electrónicos de barrido. El microscopio ambiental (ESEM) FEI, modelo Quanta 400, equipado con un detector de ChromaCL, se utilizó para tomar las imágenes de electrones secundarios, de estado sólido y catodoluminiscencia (SE, SSD y CL, respectivamente). El difractómetro EDX de tipo SUTW permitió la identificación de algunas fases minerales, como son el feldespato K, plagioclasa, granate, clorita, fengita, epidota, turmalina, espinela, circón, apatito y rutilo y sus características composicionales observadas en las imágenes SSD-SEM. El contraste entre fases minerales con y sin luminiscencia o con diferencia de color luminiscente, que se observan en las imágenes-CL, posibilitó la observación de microestructuras cataclásticas, de rellenos de venas y de transformación de algunas fases minerales no detectables con otras técnicas microscópicas. Los feldespatos presentan luminiscencia alta variable (zonal) y también débil plana de colores azul celeste y rosáceo. Los cuarzos presentan luminiscencia moderada de colores rojo y azul y también luminiscencia zonal alta de color azul cobalto en los rellenos de venas más tardíos. Circones, apatitos y rutilos también muestran una alta luminiscencia de colores amarillo, azulado celeste y rojo respectivamente. En la Universidad de Granada también se utilizó el microscopio electrónico de barrido de alta resolución (equipado con una estación de trabajo *CrossBeam* de bombardeo iónico focalizado) por emisión de campo tipo Schottky AURIGA (FIB-FESEM) de Carl Zeiss SMT, que se utilizó para obtener los patrones de EBSD, con unas condiciones de trabajo de 10 kV de voltaje, 12 mm de distancia de trabajo y una corriente de haz de electrones de 30 nA.

El microscopio electrónico de barrido utilizado en la Universidad de Liverpool para los análisis de EBSD es un microscopio CamScan X500 Crystal Probe equipado con un cañón termoiónico de emisión de campo. Los patrones de difracción fueron adquiridos utilizando un voltaje de 20 kV y una distancia

de trabajo de 24 mm. La corriente del haz de electrones utilizada es de 30 nA.

Los análisis de EBSD permitieron obtener 5 mapas de orientación cristalográfica preferente de cuarzo en dos cuarzo-milonitas procedentes del contacto oriental, con las rocas del parautóctono: la muestra SB-01 es un granitoide deformado y la muestra SB-00 es una cuarzo-milonita dentro del parautóctono. Los patrones de EBSD fueron indexados en ambos casos (Liverpool y Granada) usando el *software* de Oxford Instruments HKL CHANNEL 5. Los cuatro mapas de contraste de orientación obtenidos tienen alta resolución, con un paso de barrido automático que varió entre 0,29 μm y las 0,5 μm en mallas de 180x130 μm y 400x200 μm . Además, en la muestra SB-01 se realizó un mapa de contraste de orientación con paso de barrido de 2 μm en una malla de 2800x1800 μm con el objeto de comprobar la distribución de la deformación dentro de los granos de cuarzo.

El trabajo microestructural se completa con el análisis de la distribución de tamaños de grano de la cuarzo milonita SB-01 a partir de su mapa de contraste de orientación. El trazado de los granos se ha realizado a mano y con posterioridad a su digitalización se cuantificó la microestructura con la aplicación ImageJ (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>). Una vez obtenidas las áreas de hasta 996 granos diferentes, se proyectan en un diagrama de distribución de tamaños de grano de acuerdo con su frecuencia y porcentaje de área y se discriminan las distintas fracciones de tamaños de granos que responden a una distribución normal, calculando el valor medio y la desviación estándar de cada fracción. Se ha determinado el pico de la distribución continua de tamaños de grano utilizando GrainSizeTools (López-Sánchez y Llana-Fúnez, 2015) y el valor medio de la fracción de granos recristalizados a partir de histogramas de frecuencias.

Microestructura de rocas deformadas en la zona de falla

Granitoide de A Espenuca

En este trabajo se han estudiado las facies néisicas alcalina y calco-alcalinas del granitoide que afloran en la ensenada de Prado, ambas intensamente deformadas. Las facies menos deformadas que se reconocen 30 km

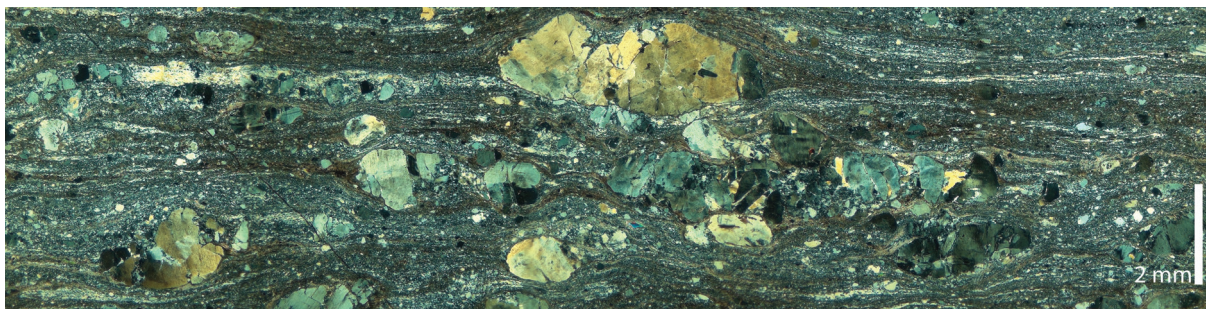


Figura 7: Microfotografía del neis con nicoles cruzados (muestra SB-4), localizado sobre el contacto entre la facies alcalina del granitoide con la banda de anfíbolitas. Se observan porfiroclastos de feldespato con extinción ondulante y parcheada, fracturados y rodeados de una foliación milonítica definidas por bandas ricas en anfíboles y bandas cuarzofeldespáticas.

hacia el sur de la zona estudiada (Fig. 2) contienen fenoclastos de feldespato (microclina), moscovita poiquilítica, plagioclasa (An_{1-21}) biotita y cuarzo, como fases principales y apatito, monacita, ilmenita, circón y granate como accesorios (Ortega *et al.*, 1994).

Facies neísica alcalina. (Muestras SB-01, SB-04; Fig. 3). La deformación milonítica y ultramilonítica produce una diferenciación composicional caracterizada por un aumento modal en cuarzo hacia el contacto con las cuarcitas del Dominio del Olló de Sapo (muestra SB-00; Fig. 3). Las fábricas neísicas son plano-lineares. En las bandas miloníticas, los porfiroclastos fracturados de feldespato presentan

extinción ondulante y bordes redondeados sigmoidales (Fig. 7). Las colas que bordean los porfiroclastos de feldespato y plagioclasa están compuestas por una matriz de grano fino de cuarzo que engloba fragmentos de plagioclasa. En la transición entre ambos dominios son frecuentes los porfiroclastos de feldespatos con estructuras de cizalla en dominó y formación de budines romboidales. Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) revelan que el feldespato está fracturado en los cuellos de los budines y que por tanto el feldespato se deforma por cataclasis (Fig. 8). Los fragmentos de feldespato en los cuellos de los budines se engloban en una matriz de cristales de cuarzo de grano fino. Las estructuras en dominó

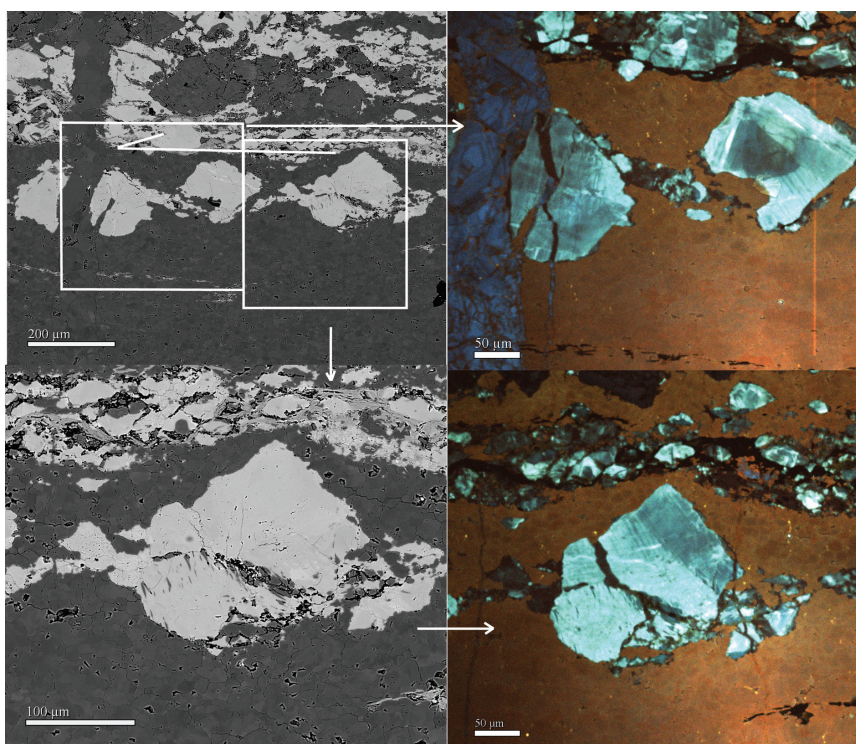


Figura 8: Características microestructurales del neis alcalino (muestra SB-01). Imágenes de microscopía electrónica con electrones retrodispersados (BSE), a la izquierda, y catodoluminiscencia (CL), a la derecha. Un fenoclasto de feldespato desarrolla una estructura budinada en dominó en la transición entre bandas ricas en cuarzo y bandas ricas en feldespato indicando sentido de cizalla levógiro. El cuarzo presenta una luminiscencia media roja en la matriz milonítica y zonal de color azul en los cristales poligonales que rellenan la vena tardía vertical. Los porfiroclastos de feldespatos presentan luminiscencia zonal en tonos azul celeste. Las imágenes CL revelan con claridad el comportamiento cataclástico del feldespato, incluso en las colas romboidales donde aparentemente en las imágenes con electrones retrodispersados parecen estructuras rotacionales plásticas.

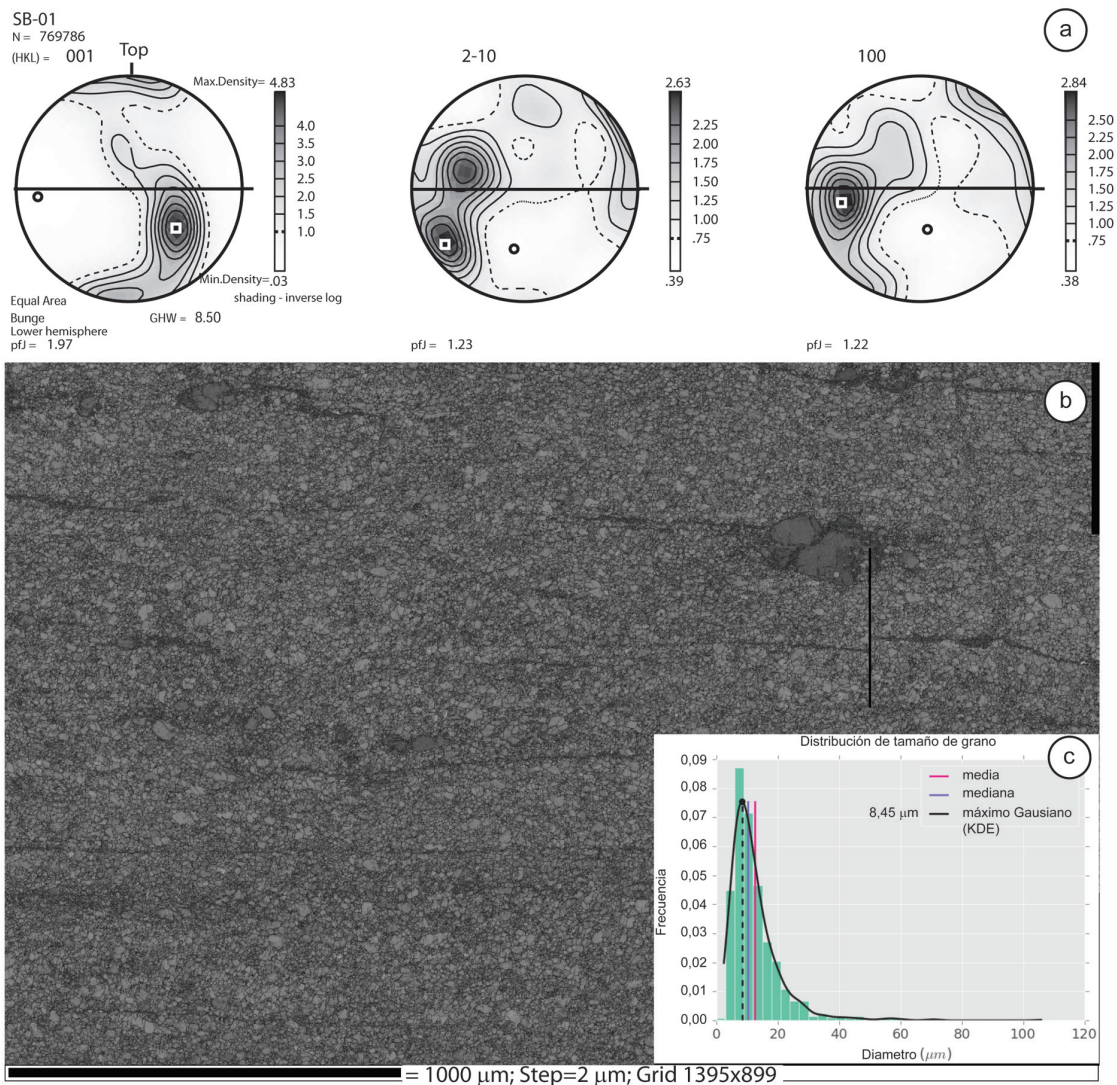


Figura 9: Orientación cristalográfica preferente (ocp) del dominio cuarcítico en la facies milonitizada del granitoide varisco alcalino (muestra SB-01) en secciones perpendiculares al plano de foliación (marcado como una línea horizontal) y paralelas a la lineación (El N está a la izquierda). a) Las proyecciones equiareales de los ejes-*c*, *a* y *m* de cuarzo (indexados [HKL] como 001, 2-10 y 100, respectivamente), son ligeramente oblicuas con respecto a la lineación y foliación de la fábrica utilizada como sistema de referencia externo. Los contornos de densidad son múltiples de una función uniforme (*Gaussian Half-Width* GHW=8,5), para resaltar los máximos en cada proyección. La intensidad de la ocp se mide con el índice J (Bunge, 1982). b) Mapa de contraste de orientaciones obtenido mediante la difracción de electrones retrodispersados en una malla de 1395x899 puntos con un espaciado de 2 μm. c) Histograma de la distribución del número de granos de un determinado tamaño, cuyo diámetro se expresa en micras.

y las fracturas indican un comportamiento frágil de los feldespatos. Solo la extinción ondulante parcheada de algunos fenoclastos indica una incipiente deformación plástica. Estas microestructuras, sugieren unas condiciones de deformación entre los 400 y los 500 °C (ver por ejemplo Rosenberg y Stünitz, 2003).

La deformación produjo la separación de filosilicatos y feldespatos, que se distribuyen en bandas pa-

rales a la foliación. Los feldespatos tienen formas romboidales, bordes redondeados y desarrollan colas formadas por fracciones cataclásticas muy finas que indican sentido de cizalla levógiro (Fig. 9a). Sobre los bordes de estas colas cataclásticas con frecuencia se superponen superficies de disolución.

El cuarzo presenta abundantes estructuras relacionadas con deformación plástica que pueden ayudar a

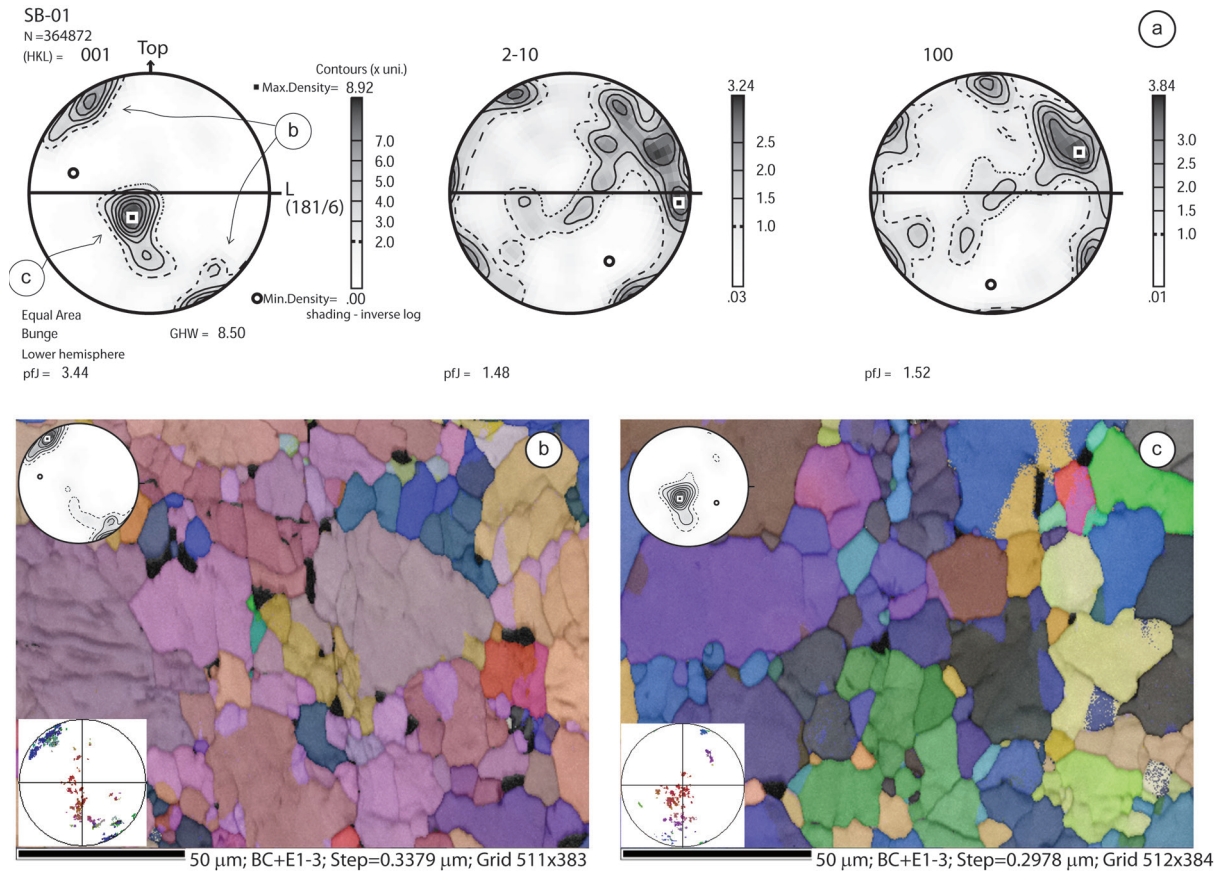


Figura 10: Detalle de las medidas de OCP en cuarzo en la facies deformada del granitoide alcalino (muestra SB-01). a) Proyección equiareal de los ejes-*c*, *a* y *m* de cuarzo (indexados [HKL] como 001, 2-10 y 100, respectivamente), en secciones XZ, perpendiculares al plano de foliación (marcado como una línea horizontal) y paralelas a la lineación L (El N está a la izquierda). b) y c) Mapas de contraste de orientación sobre la que se superpone en color la orientación cristalográfica de acuerdo con el rango de colores que se muestra en la proyección inferior izquierda. Los mapas de detalle se han realizado en mallas de 511 y 512 pasos por 383 y 384 pasos con un espaciado de paso de 0,338 μm (b) y 0,298 μm (c).

precisar las condiciones de deformación. La muestra más rica en cuarzo modal es la SB-01. Se trata de una ultramilonita formada casi exclusivamente por cristales de cuarzo recrystalizados por rotación de subgranos. La orientación cristalográfica preferente (OCP) del cuarzo se midió en una malla de 2800 x 1800 μm , con un paso de barrido de 2 μm (Fig. 9) y en dos mapas de alta resolución (Fig. 10) realizados en la muestra SB-01. El patrón de OCP de cuarzo se caracteriza por presentar un máximo simple de ejes-*c* que tiende a orientarse sobre la dirección del plano de foliación (*Y*) y perpendicular a la dirección de máximo estiramiento (*X*) y otro máximo periférico de menor intensidad que tiende a orientarse perpendicular al plano *XY* y a la dirección *X* (Fig. 9b). El patrón que definen los ejes-*a* del cuarzo está formado por dos máximos simples periféricos de simetría monoclinica, consis-

tentes con el sentido levógiro general de la cizalla. Estas características sugieren que los sistemas de deslizamiento prismáticos en la dirección $\langle a \rangle$ dominan sobre los deslizamientos basales en la dirección $\langle a \rangle$ (Wilson, 1975; Bouchez, 1978; Lister y Dornsiepen, 1982; Law, 1990). En los mapas de detalle se diferencian dos zonas formadas por granos de cuarzo en los que se reconocen las secciones hexagonales basales no deformadas y abundantes puntos triples, cuyo patrón de orientación preferente de ejes-*c* del cuarzo define un máximo simple en la dirección *Y* (Fig. 10c); y otras zonas en las que estos granos están deformados por bandas de bajo ángulo que definen bordes de subgranos junto con otras bandas donde se concentran defectos estructurales, cuyo patrón de orientación preferente de ejes-*c* del cuarzo define un máximo periférico oblicuo a la dirección *Z* (Fig.

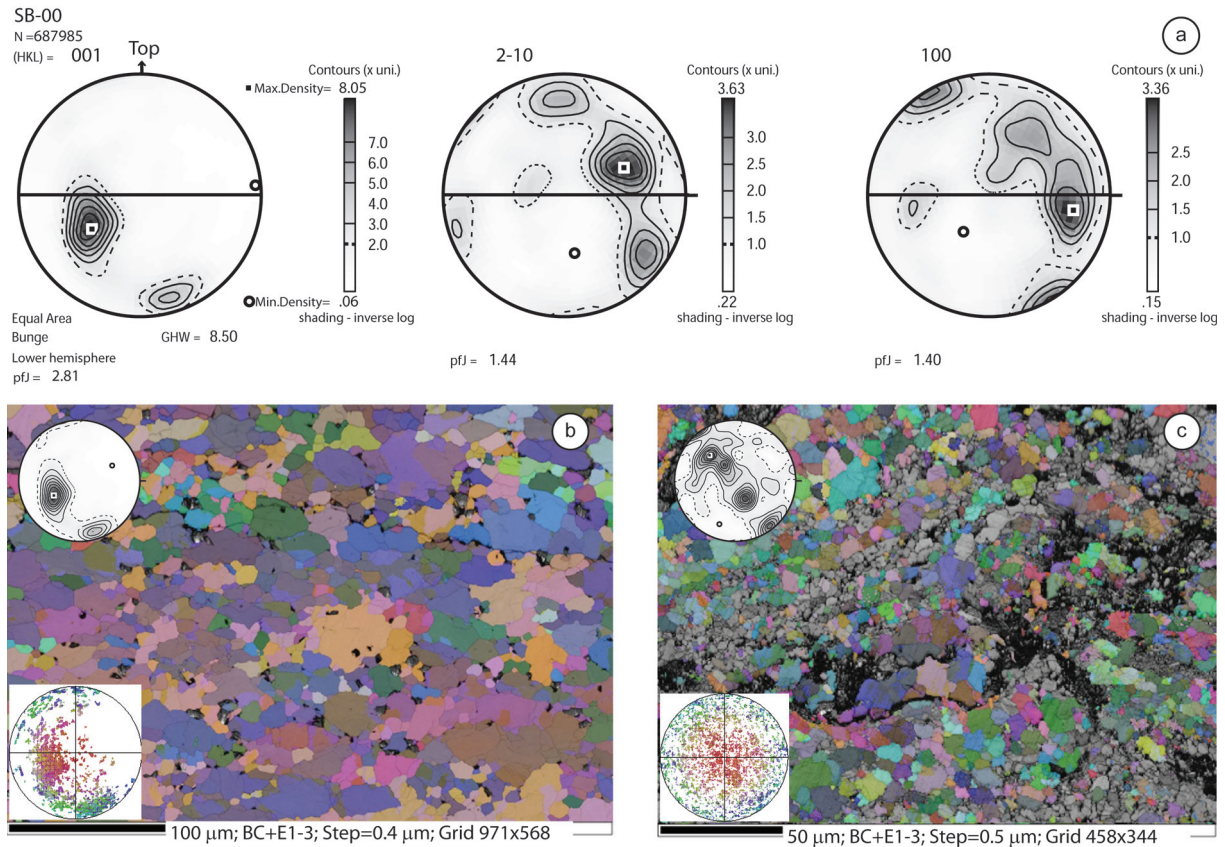


Figura 11: Detalle de las medidas de ocp en cuarzo en la muestra SB-00 localizada en las cuarcitas del Dominio del Ollito de Sapo, al este de la zona de falla, en contacto con las facies alcalinas del granitoide varisco. a), b) y c) idem que el pie de la Fig. 10.

10b). La suma de los dos patrones (Fig. 10a) produce un patrón similar al general (Fig. 9a).

La cuarzo-milonita del parautóctono muestreada sobre el contacto con el granitoide (muestra SB-00; Fig. 3) presenta un patrón de OCP similar al descrito para la muestra SB-01 (Fig. 11a). En detalle se observan algunas diferencias en las microestructuras (Fig. 11b), que consisten en bandas oblicuas de recristalización sobre las que posteriormente se han desarrollado superficies de disolución (Fig. 11c). Los patrones de orientación preferente de ejes-*c* de cuarzo en estas bandas de recristalización están caracterizados por guirnalda simple de simetría monoclinica y consistentes con la cinemática general levógiara.

Se ha estimado el diámetro medio de la fracción de cristales recristalizados de la muestra SB-01. Del mapa de contraste de orientación (Fig. 9) se delinearon a mano una población de 996 granos y se

obtuvo un diámetro de grano de $8,45 \mu\text{m}$ para el máximo de su distribución continua. Este tamaño es similar al obtenido separando la fracción de granos recristalizados (445 granos) del conjunto de granos delineados en el diagrama de distribución. La fracción de granos recristalizados tiene un diámetro medio de $8,41 \pm 2,13 \mu\text{m}$. De acuerdo con la calibración de Stipp y Tullis (2003) este tamaño de grano recristalizado de cuarzo corresponde a paleoesfuerzos de 123 MPa o de $126 \pm 23 \text{ MPa}$ si se utiliza la fracción seleccionada.

Facies neísica calco-alcalina. (Muestras SB-05, SB-05b; Fig. 3). Presenta fábricas miloníticas lineares definidas por la alternancia de bandas cuarzofeldespáticas y bandas micáceas (Fig. 4b). En contacto intrusivo con las metavulcanitas básicas se forman bandas miloníticas, con porfiroclastos de feldespato fragmentados y parcialmente sericitizados que desarrollan estructuras en manto rotacionales (Fig. 12) y bandas ultramilo-

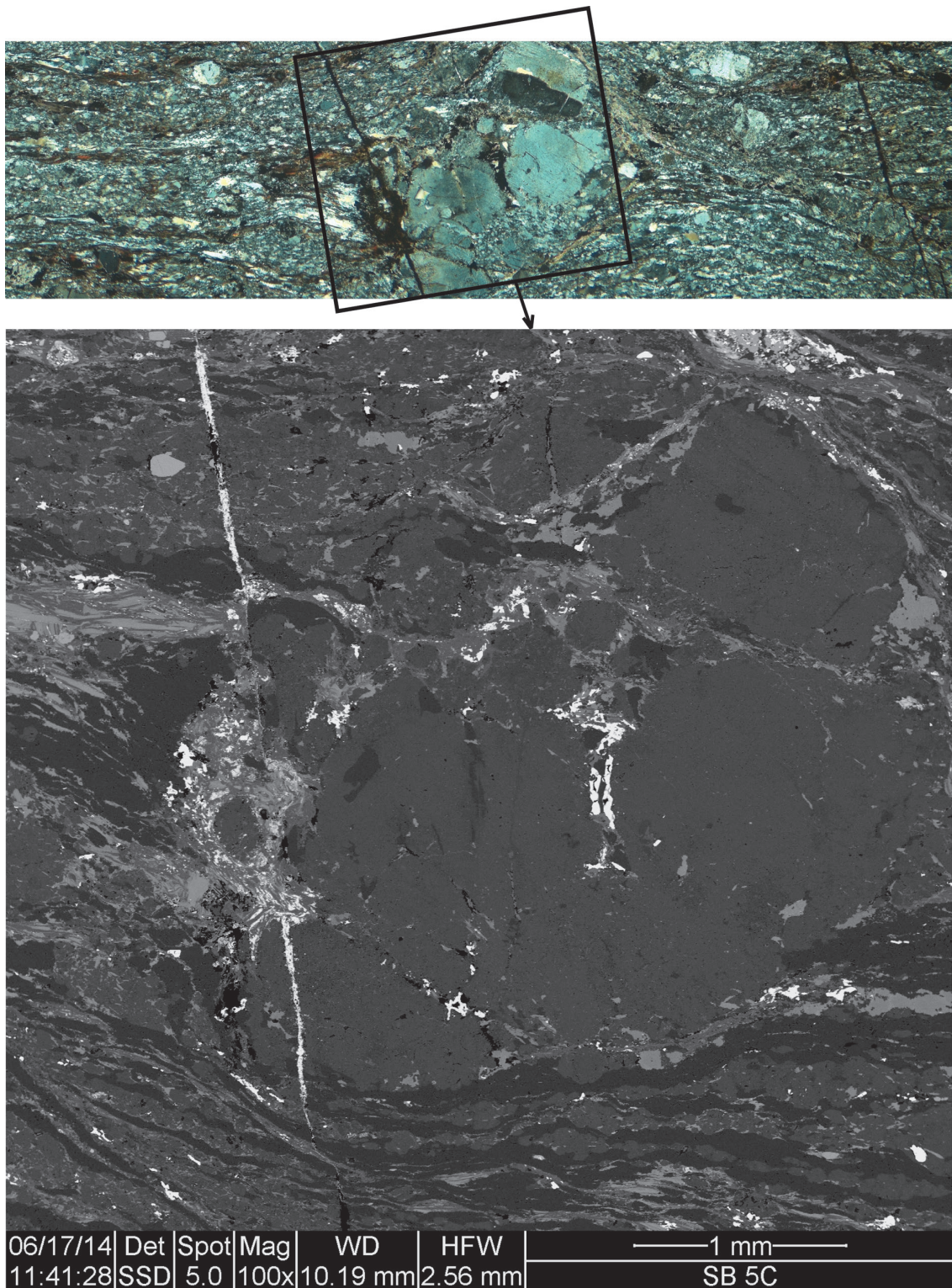


Figura 12: Microestructuras de las rocas de falla bordeando el núcleo de la falla de Valdoviño (ortoneis calco-alcalino, muestra SB-05B). La imagen de microscopía óptica con nicols cruzados (parte superior) muestra una textura milonítica en la que se preservan porfiroclastos de feldespato, fracturados y de bordes redondeados. En las zonas de sombras de presión crecen filosilicatos de biotita bordeados por sericita, cuarzo y óxidos de Fe. Sentido de la cizalla levógiro. En la imagen de detalle ESEM, (parte inferior), se observa como el porfiroclasto se fragmenta y los fragmentos se redondean aprovechando las zonas de alteración.

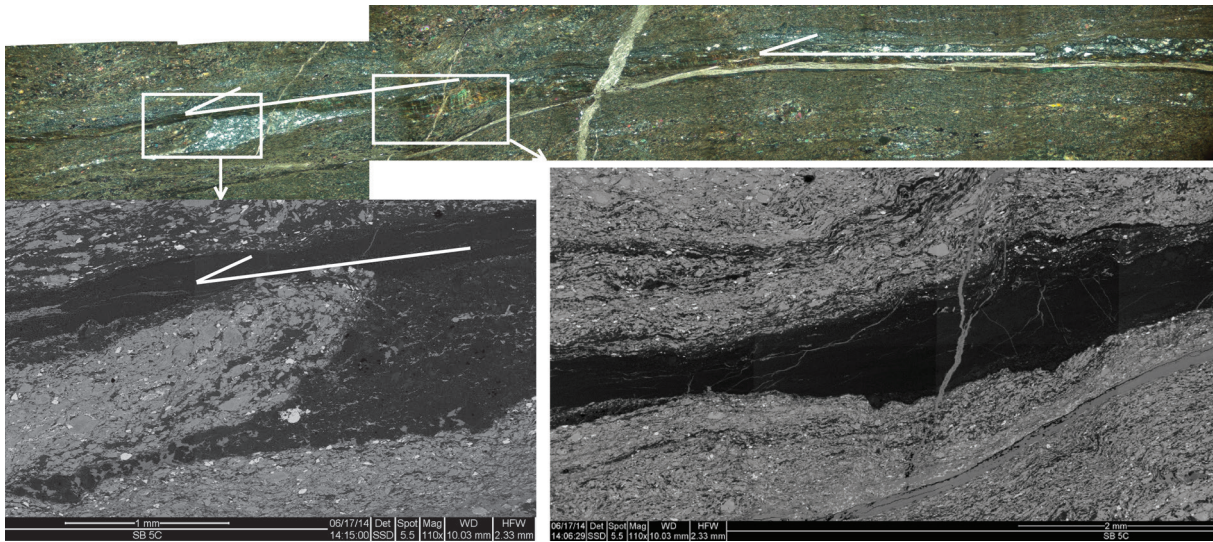


Figura 13: Microestructuras de las rocas de falla del núcleo de la Falda de Valdoviño (anfíbolita con epidota, muestra SB-07). Imagen de microscopía óptica con nicols cruzados (parte superior) e imagen de detalle ESEM adquirida con detector SSD (parte inferior) (muestra SB-07). Se observa una superficie de deslizamiento levógira desarrollada sobre una milonita. Sobre esta superficie crece clorita (la banda de clorita en la imagen ESEM se observa más oscura que los porfiroclastos de plagioclasa). Superpuesta a esta cizalla se desarrolla una banda de bajo ángulo rellena de calcita. Las fracturas tardías que cortan las bandas de cizalla también están rellenas de calcita. La hornblenda y actinolitas tienen un tono gris intermedio. La epidota y titanita presentan tonos blancos brillantes. Las venas de calcita se observan en tonos gris claro.

níticas de cuarzo. También se observan superpuestas superficies de deslizamiento de bajo ángulo y espesor milimétrico sobre las que cristalizan sincinemáticamente cintas de clorita.

Milonitas máficas sin granate

Muestra SB-07 (Fig. 3). Una estrecha banda de anfíbolitas con epidota intensamente foliadas se dispone entre el granitoide y las rocas ultramáficas. Mineralógicamente presentan anfíbol, plagioclasa (tipo albita) y epidota como fases minerales principales y cuarzo, titanita, actinolita, clorita, sericita y carbonatos (calcita, magnesita) como minerales secundarios. También son frecuentes los circones y minerales opacos (pirita y óxidos de Fe) como accesorios. Presentan una fábrica milonítica bandeada, más rica en porfiroclastos y agregados de feldespato hacia el contacto con el granitoide (Fig. 6a). El anfíbol verde-marrón es de tipo hornblenda y está intensamente fracturado, sobre los planos de clivaje formando una matriz de pequeños cristales alargados que definen una esquistosidad anastomosada formada por cristales de hornblenda y actinolita. La esquistosidad bordea porfiroclastos redondeados de

plagioclasa y epidota. Ocasionalmente se observan colas de presión formadas por carbonatos que crecen bordeando a los fenoclastos de plagioclasa. Se observan también cintas de cuarzo epigenético y superficies con concentración de opacos dispuestas paralelas a la foliación. Estas fábricas están cortadas por superficies de deslizamiento de bajo ángulo y espesor milimétricos reemplazadas por cintas de clorita de varios decímetros de longitud (Fig. 13). A pesar de este reemplazamiento, se preserva la superficie de deslizamiento formada básicamente por porfiroclastos de plagioclasa de bordes sericitizados englobados en una matriz carbonatada. En detalle se observa que la cinta de clorita está crenulada y tiene un borde neto libre de inclusiones y otro gradual que engloba cristales de plagioclasa, circones y cuarzos de la matriz. Posteriormente, fracturas rellenas de carbonato cortan con un alto ángulo la fábrica milonítica.

Rocas ultramáficas

Las rocas ultramáficas aparecen por una parte como budines rodeados por una foliación anastomosada bien desarrollada y definida por serpentina (Fig. 6c, e; muestras SB-03.1 y SB-03.2) y en una banda ca-

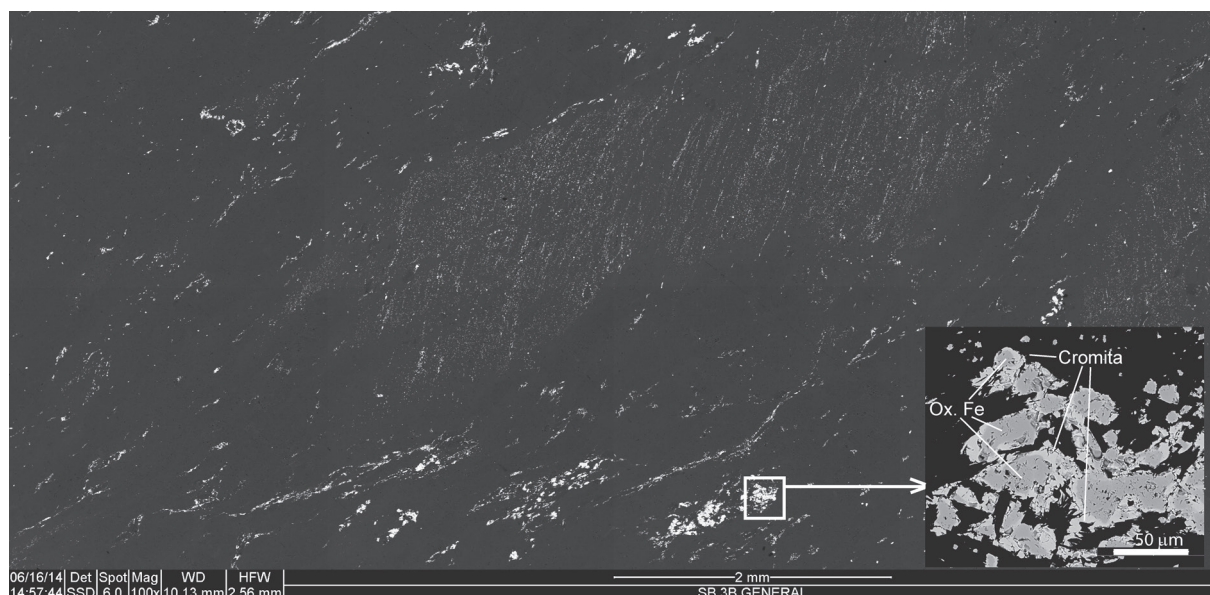


Figura 14: Microestructura de la serpentinita foliada (muestra SB-03.2). Las bandas claras están formadas por pentlandita ((Ni,Fe)₉S₈) y óxidos de Fe y las bandas gris intermedio por serpentina y otros silicatos. El centro de la imagen muestra un grano de piroxeno serpentinizado. Los cristales claros brillantes que bordean la zona sigmoidea son cristales de espinela. En la imagen de detalle, el borde de la espinela es cromita y el interior magnetita.

taclástica con una disposición subvertical (Fig. 6d). Las imágenes de microscopía muestran la foliación definida por cristales orientados de espinela (cromita) y serpentina (Fig. 14). Las espinelas tienen el núcleo más rico en Fe. Dentro de los dominios romboidales menos deformados la foliación está definida por la alternancia de serpentina, óxidos de Fe y pentlandita ((Ni,Fe)₉S₈).

Rocas máficas con granate y neises cuarzo-feldespáticos

Presentan una fábrica foliada milonítica heterogénea con alternancia de bandas compuestas por feldespato K+plagioclasa+cuarzo (~70-60%) y bandas compuestas por anfíboles marrones y filosilicatos (~30-40%) en donde destacan los porfiroclastos redondeados y fracturados de granate cálcico (muestras SB-2a, SB-2b, SB-2c y SB-2d, situadas en la Fig. 3). Los filosilicatos son básicamente fengita y biotita. También son frecuentes los cristales de circón, ilmenita y rutilo como accesorios. La distribución heterogénea de la deformación conduce al desarrollo de bandas miloníticas (Fig. 15a) y ultramiloníticas (Fig. 15b), produciendo una matriz foliada de grano fino que bordean estructuras en manto nucleadas sobre fábricas previas formadas por porfiroclastos de anfi-

bol y/o feldespato. Los criterios cinemáticos levógiros como bandas de cizalla son abundantes (Fig. 15). Los porfiroclastos de anfíbol suelen estar maclados y fracturados. Las fracturas de los granates se disponen sub-perpendiculares a la foliación (Fig. 16a). Las fracturas de los porfiroclastos de plagioclasa y los planos de macla ocasionalmente están sericitizados. En las imágenes CL se observa como algunas colas de presión de los porfiroclastos de plagioclasa se forman simplectitas de plagioclasa y feldespato potásico (Fig. 16b). Los bordes de las colas de presión están formados por agregados policristalinos de cuarzo.

Venas tensionales rellenas de turmalina se cizallan desarrollando estructuras en dominó de acuerdo con el sentido levógiro general de la cizalla produciendo budines romboidales (Figs. 15c) y venas cizalladas. La turmalina tiene una composición calco-sódica (feruvita). En algunas venas de turmalina, la turmalina está fracturada y redondeada por procesos asociados a la cataclasis. Durante la deformación, se produjo predominantemente rotación paralela al eje (0001), con redondeamiento de las secciones basales y la infiltración de cuarzo epigenético en las fracturas (Fig. 17a). Las imágenes de CL muestran también crecimiento de apatito relleno algunas fracturas durante la cataclasis de las venas rellenas de turma-

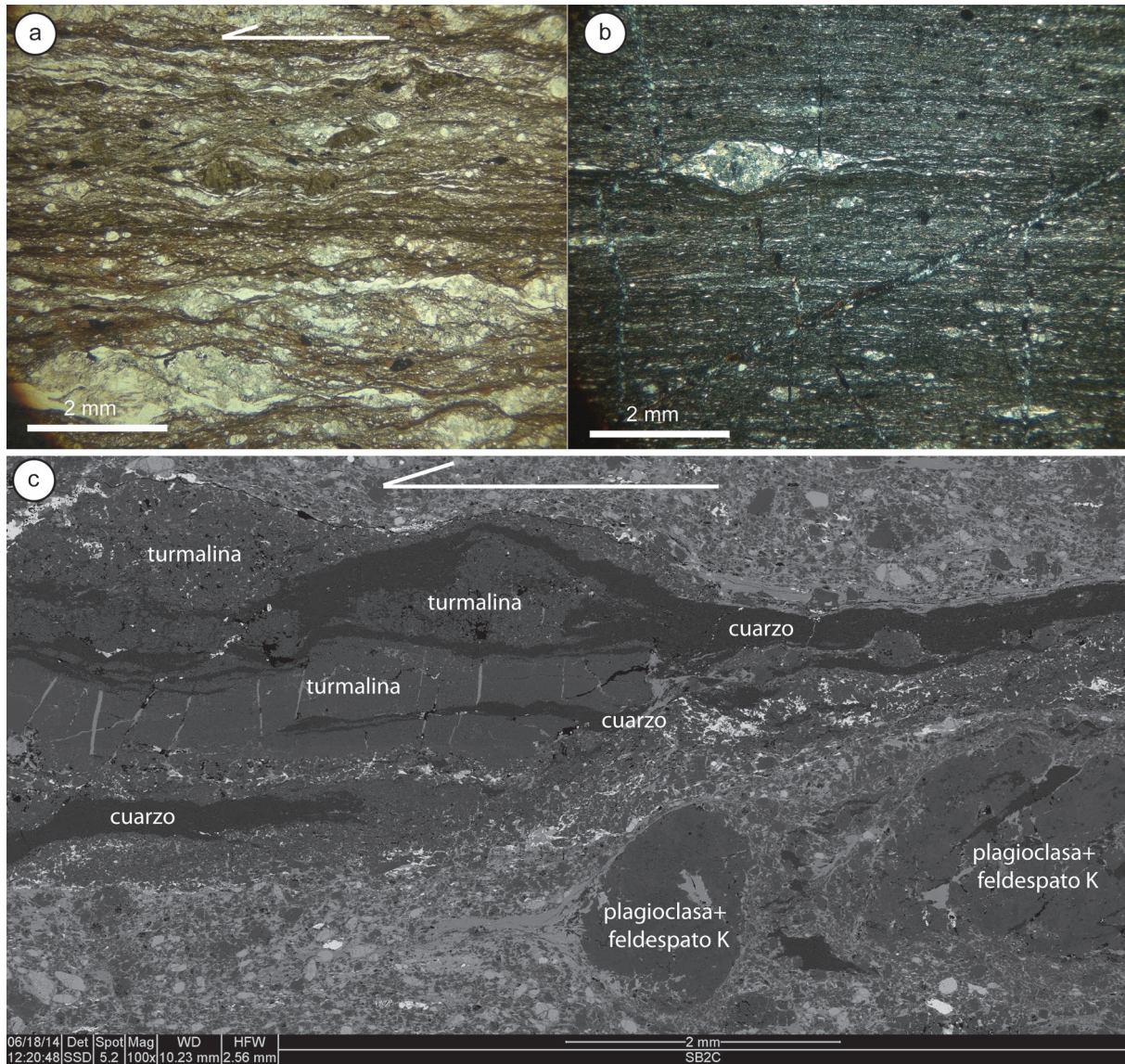


Figura 15: Microestructura de las rocas máficas con granate del núcleo de la falla de Valdoviño. (muestra SB-2c). a) Muestra SB-02b, con nicoles paralelos. La foliación envuelve porfiroclastos de anfíbol y feldespatos. Se observan bandas de cizalla menores con sentido levógiro de cizalla. b) Muestra SB-02c. Anfíbolitas miloníticas con granate (en color negro). Nicoles cruzados. c) La imagen ESEM muestra parte de una estructura en dominó de las venas rellenas de turmalina que indican un sentido de cizalla levógiro. Por fuera de la microestructura se reconocen granos redondeados y fracturados de granate (gris claro) y fenoclastos redondeados de plagioclasa y feldespato K que desarrollan colas definidas por biotitas (gris claro) y agregados de cuarzo.

lina. Estos apatitos también están fracturados y las fracturas rellenas de cuarzo. Además, la fracturación de algunos apatitos produce el crecimiento de rutilos con una intensa luminiscencia roja (Fig. 17b). Finalmente, al igual que en los otros tipos de rocas descritos se forman sistemas de fracturas de alto ángulo con respecto a la foliación que suelen estar rellenas de cuarzo (Fig. 15b).

Entre las rocas máficas con granate y las metavulcanitas máficas se reconoce una estrecha banda de neises cuarzofeldespáticos. Se trata de rocas muy retrabajadas en las que la foliación final se superpone a una fábrica blastomilonítica de alto grado definida por porfiroclastos redondeados de feldespato y plagioclasa junto a pequeños cristales redondeados y fracturados de granate. La fábrica dominante sobreimpuesta es una fábrica bandeada en la que se

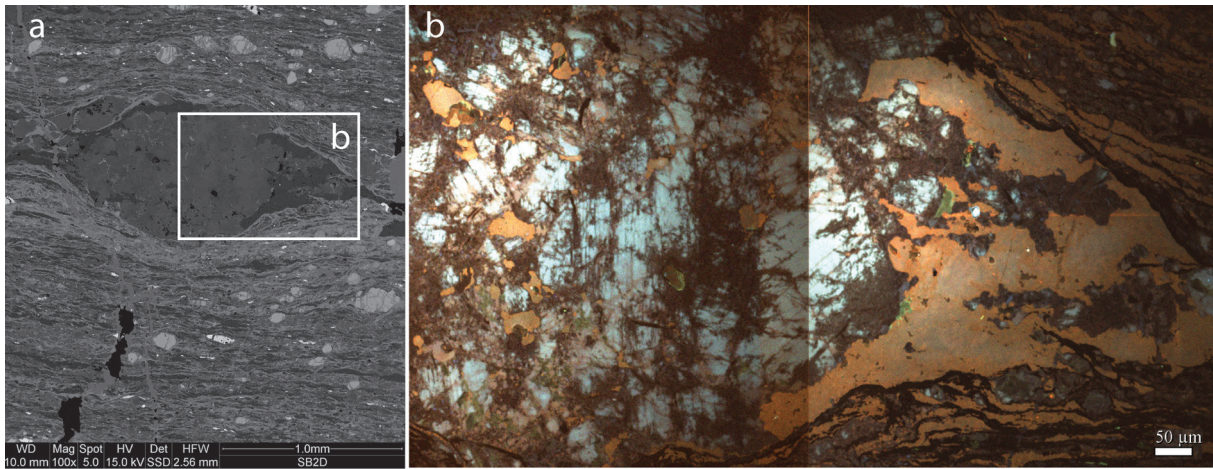


Figura 16: Microestructuras de las rocas máficas con granate (muestra SB-02d). a) La imagen ESEM muestra un porfiroclasto de plagioclasa con sombras de presión asimétricas asociadas a bandas de cizalla tipo C'. La foliación está definida por micas blancas y biotita. Algunos granates (gris claro) presentan inclusiones de sillimanita y están fracturados de acuerdo con una orientación predominantemente perpendicular a la foliación. b) La imagen CL muestra el porfiroclasto de feldespato (con luminiscencia azul celeste) parcialmente sericitizado a lo largo de los planos de maclado y de clivaje. En las colas de presión se forman simplectitas de plagioclasa (más rica en Na) y feldespato K, rodeados por una matriz de agregados de cuarzo (luminiscencia rojo-azulada débil). La foliación está definida por micas fenugáticas y biotita (con poca luminiscencia) y bandas miloníticas de cuarzo.

alternan bandas sericíticas que engloban pequeños cristales de feldespato K, plagioclasa, granate, epidota apatito y circón, con cintas policristalinas de cuarzo recrystalizado bordeados por biotitas y cloritas. La foliación engloba porfiroclastos poikiliticos de plagioclasa y estructuras en manto también de aspecto lenticular.

Metavulcanitas máficas sin granate brechificadas

Se localizan en una banda estrecha entre los neises cuarzo-feldespáticos y las facies deformadas de granitoides variscos calco-alcalinos (Fig. 3). Presentan anfíbol cálcico, feldespato, cuarzo como minerales principales y circón, apatito y rutilos como accesorios. Además, la

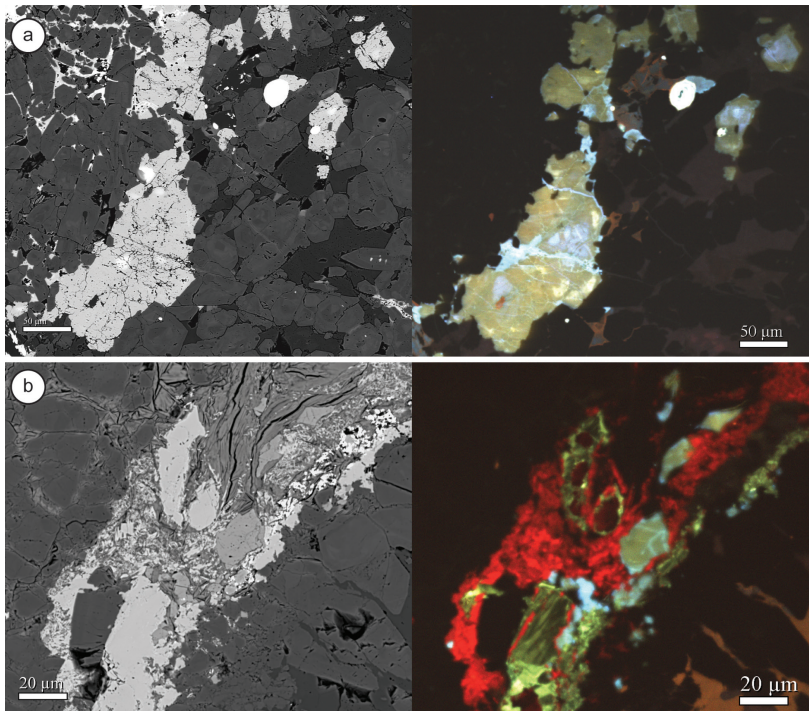


Figura 17: Microestructuras de las venas de epidota en las rocas máficas con granate (muestra SB-02a). Imágenes ESEM de banda de contraste con electrones retro-dispersados (izquierda) y catodoluminiscencia CL (derecha). a) Se observan secciones basales de turmalinas que muestran zonación concéntrica en la imagen ESEM. En la imagen CL (derecha) las turmalinas no tienen luminiscencia y la luminiscencia baja azul-violeta corresponde a plagioclasa. Los apatitos (luminiscencia amarillo-naranja) están fracturados y las fracturas están recrystalizadas por cuarzo epigenético (luminiscencia alta azul). Un circón redondeado, en la parte superior derecha, muestra también una alta luminiscencia. b) Sobre los apatitos (luminiscencia verde oliva), crecen rutilos (luminiscencia intensa roja).

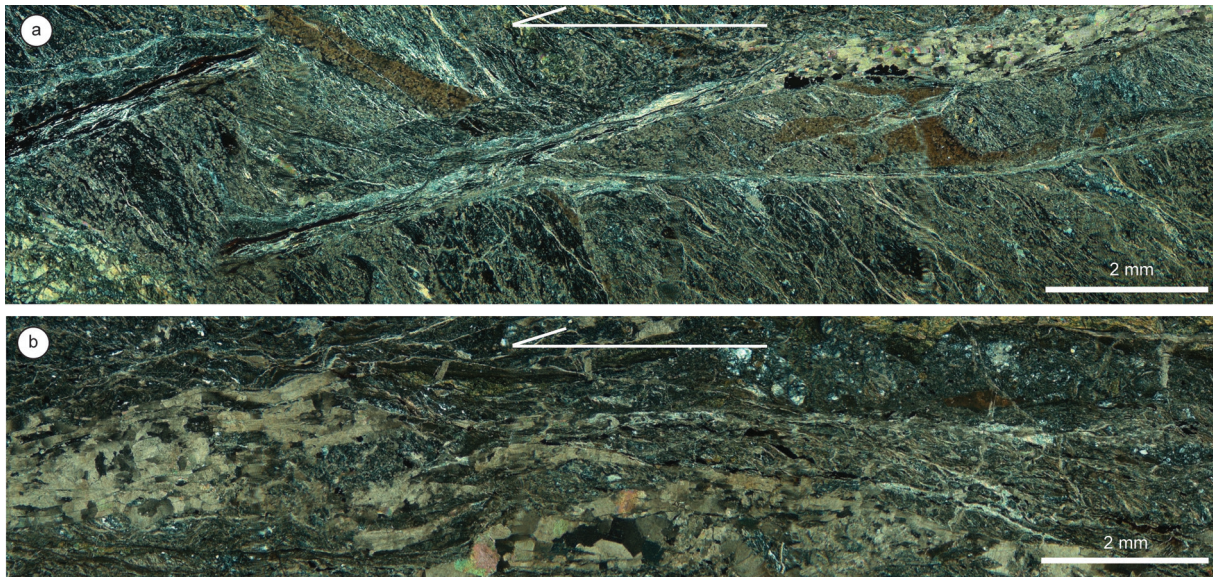


Figura 18: Microestructuras de las rocas de falla del núcleo de la falla de Valdoviño: metavulcanita máfica (muestra SB-06). a) y b) Imágenes de microscopía óptica, nicoles cruzados) de bandas de cizalla levógiras rellenas de calcita, ankerita y óxidos de Fe cortando una fábrica tectónica previa foliada definida por la alternancia de anfíboles y bandas cuarzo-feldespáticas.

calcita, clorita, ankerita, y dolomita aparecen como minerales secundarios que crecen por alteración hidrotermal por fluidos ricos en Fe. Estas rocas presentan una fábrica brechoide compleja, superpuesta a una fábrica relicta en la que se reconoce un bandeo composicional muy alterado (Fig. 5c). El bandeo composicional está definido por la alternancia de bandas anfibolíticas y bandas cuarzo-feldespáticas. El bandeo composicional está brechificado por un enjambre de fracturas que confieren a la roca una fábrica cataclástica romboidal (Fig. 18a) en las que el anfíbol está cloritizado. Frecuentemente las fracturas paralelas a la foliación y rellenas de carbonatos se cizallan durante el proceso de brechificación. Estas cizallas también indican un sentido de cizallamiento levógiro, consistente con el general de la zona de falla. Localmente se reconocen superficies de deslizamiento, algunas de las cuales están posteriormente brechificadas.

El bandeo composicional relicto junto con el aspecto corroído de algunos porfiroclastos de feldespato (Fig. 19) sugieren un origen vulcano-sedimentario para estas rocas máficas brechificadas.

Discusión

El núcleo de la falla de Valdoviño en la ensenada de Prado presenta una estructura aparentemente sim-

ple, sin embargo, la variedad de litologías y la existencia de rocas previamente deformadas hace muy compleja la reconstrucción de la evolución tectónica. Debido a la deformación polifásica de las rocas ultramáficas y máficas de la zona de falla, que por su composición y metamorfismo probablemente provengan de los complejos alóctonos, el análisis de la deformación asociada a la falla de Valdoviño se ha centrado sobre aquellas rocas que no han registrado más de un evento tectónico, como es el granoidoide de A Espenuca involucrado en la zona de falla.

La fábrica tectónica principal de las rocas graníticas se caracteriza por la deformación plástica del cuarzo que se desarrolla simultáneamente a la incipiente deformación plástica de los feldespatos, aunque domine la fracturación al igual que en otras fases minerales más resistentes como son los anfíboles y granates. El reemplazamiento en estado sólido de plagioclasa por feldespato en las colas de los porfiroclastos de plagioclasa (Fig. 16), de acuerdo con Simpson y Wintsch (1989), requiere unas temperaturas mínimas propias de la facies de las anfibolitas. Generalmente se admite que la recrystalización dinámica del feldespato ocurre a aproximadamente 500 °C (Tullis *et al.*, 2000). En condiciones de medio-bajo grado (400-500 °C) el feldespato todavía se deforma por microfracturas y la generación de estructuras en dominó (Fig. 8), y pueden llegar a deformarse plásticamente

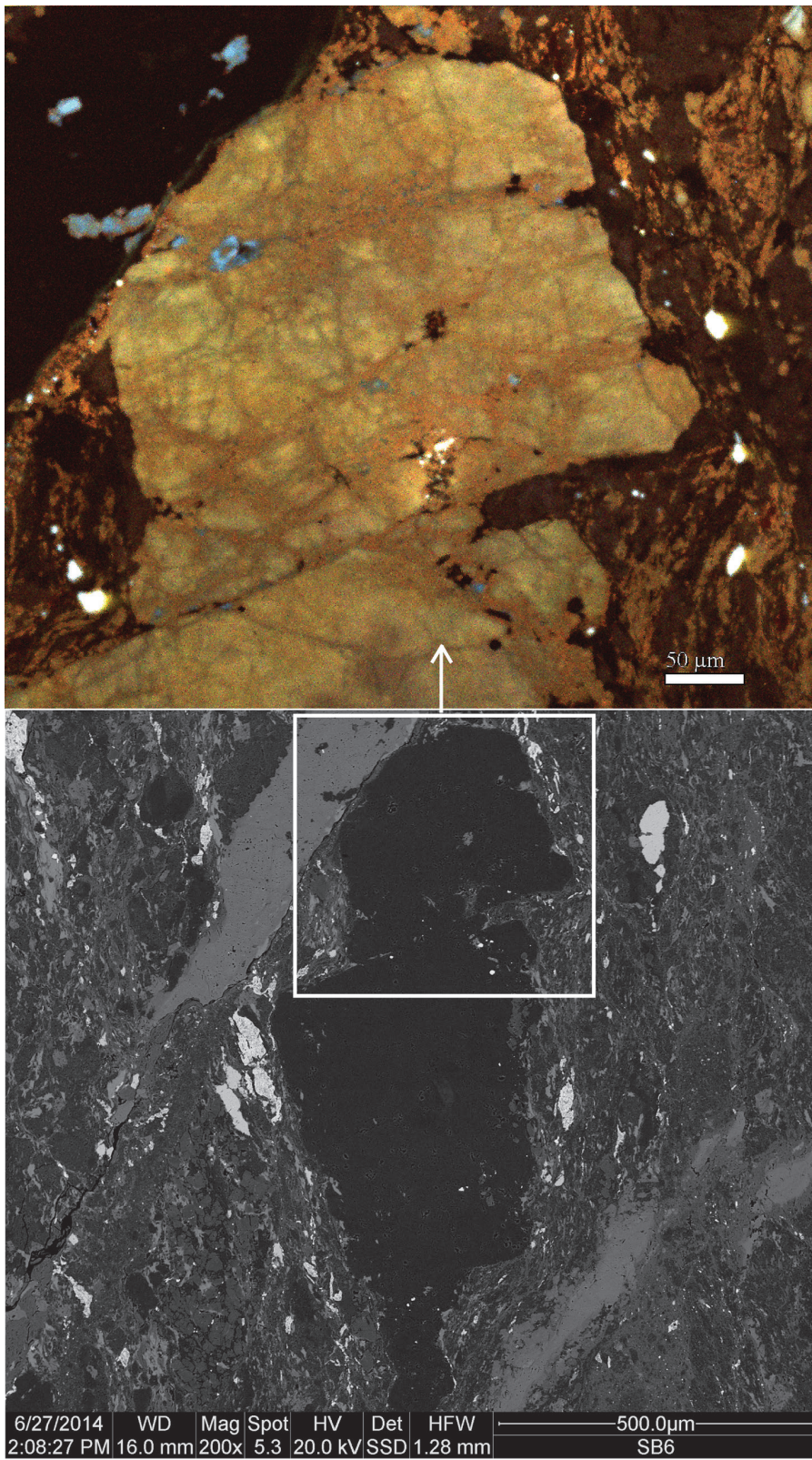


Figura 19: Microestructuras de las rocas de falla del núcleo de la falla de Valdoviño: metavulcanita máfica (muestra SB-06). Imágenes ESEM (inferior) y CL (superior). Porfiroclasto cizallado de feldespato con bordes corroídos (luminiscencia amarillo-anaranjada). Algunas fracturas están rellenas de cuarzo (luminiscencia alta azul). Los circones muestran también una alta luminiscencia (amarilla/blanca). Las bandas de calcita paralelas a la foliación y las venas de calcita oblicuas a la foliación se observan en tonos gris claro en las imágenes SSD y no presentan luminiscencia.

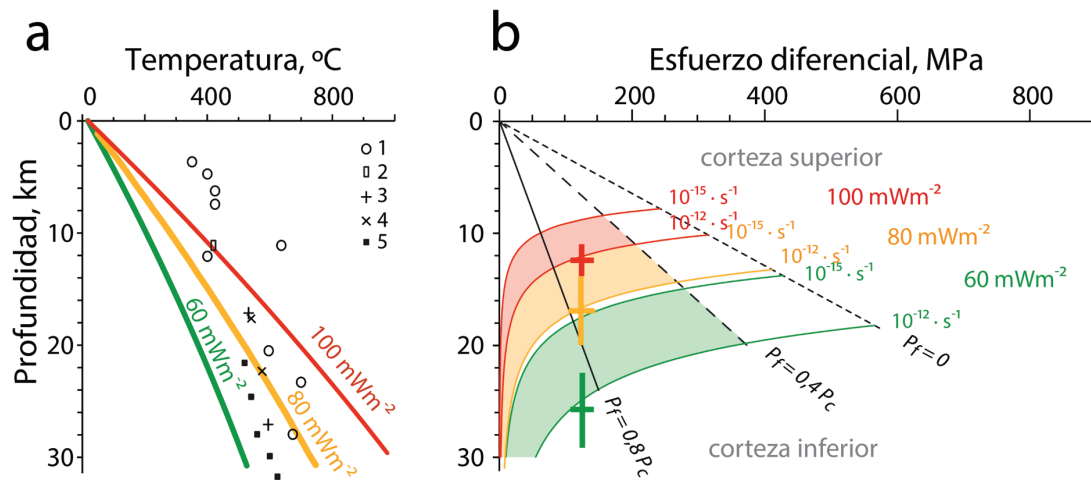


Figura 20: Perfil de resistencia mecánica de la corteza calculado para la falla de Valdoviño. En (a) se muestran la distribución de temperatura con la profundidad (asumiendo un gradiente de presión litostático) en rocas en los macizos Ibérico y Armoricano a partir de datos del metamorfismo durante la fase 2-3 Varisca y, por otra parte, tres curvas de gradiente geotérmico calculadas a partir de flujo térmico en superficie de 60, 80 y 100 mWm^{-2} (según Kusznir y Park 1986). En (b) se presenta el cálculo de resistencia mecánica utilizando los 3 gradientes a dos velocidades de la deformación distinta 10^{-15} s^{-1} y 10^{-12} s^{-1} . Para la corteza inferior se utiliza la reología de cuarzo húmedo con los parámetros en Burov y Watts (2006) y para la corteza superior la regla de Byerlee (1978) modificada para estructuras con movimiento en dirección (Sibson, 1984). La resistencia mecánica de la corteza superior se ha calculado para tres condiciones: sin presión de fluidos ($P_f = 0$), con moderada presión de fluidos ($P_f = 0,4P_c$) y con elevada presión de fluidos ($P_f = 0,8P_c$). Referencias: 1, Escuder Viruete (1999); 2, Munha *et al.* (1984); 3, Réche *et al.* (1998); 4, Martínez *et al.* (1988); y 5, Arenas y Martínez Catalán (2003).

produciendo la elongación de los feldespatos (Fig. 7; ver por ejemplo Passchier, 1982; Pryer, 1993). Con unas temperaturas próximas a los 500 °C, Stipp *et al.* (2002) encuentran microestructuras de deformación plástica del cuarzo en condiciones naturales, con características similares a las observadas experimentalmente en la transición entre los regímenes II y III de Hirth y Tullis (1992). Estas microestructuras desarrollan el mismo patrón de OCP de cuarzo medido en las cuarzo milonitas de la zona de falla (Figs. 9, 10 y 11) y caracterizado por una guirnalda simple de simetría monoclinica centrada sobre la dirección Y . Sin embargo, la recrystalización dinámica por rotación de subgranos observada en estas fábricas (Fig. 9) es característica del régimen II de Hirth y Tullis (1992). Por lo tanto, la fábrica general neísica que desarrollan las facies deformadas de los granitoides variscos se pudo desarrollar en condiciones de temperatura entre los 400 y los 500 °C, de acuerdo con la temperatura de deformación que se puede deducir de las fábricas de orientación preferente observadas en el cuarzo.

Posteriormente, la zona de falla se reactivó en condiciones de más bajo grado como lo indican la alteración de los bordes de los fenoclastos de feldespatos,

plagioclasa, anfíbol y epidota a sericita, actinolita, clorita y titanita, y la sustitución de biotita por clorita. El desarrollo de cintas poikiloclásticas centimétricas de clorita y de las venas rellenas de calcita (Figs. 13 y 18) también sugieren el reemplazamiento de anfíbol durante su cataclisis en condiciones saturadas en agua, en la facies de los esquistos verdes, de acuerdo con la reacción: $3\text{Anfíboles} + 2\text{Epidotas} + 10\text{CO}_2 + 8\text{H}_2\text{O} = 3\text{Cloritas} + 10\text{Calcitas} + 21\text{SiO}_2$ (Skelton *et al.*, 1995).

Se ha calculado un dato de paleoesfuerzo en una banda cuarzo milonítica recrystalizada por rotación de subgranos con un valor de $126 \pm 23 \text{ MPa}$ de acuerdo a la calibración de Stipp y Tullis (2003). Esta misma banda milonítica es la que se utilizó en la caracterización del patrón OCP de cuarzo de mayor temperatura (Fig. 9a).

Para contextualizar este esfuerzo, se ha modelizado en la figura 20 el perfil de resistencia mecánica de la corteza en la zona de falla. Partiendo de las geotermas asociadas a tres flujos térmicos diferentes para la corteza (60, 80 y 100 mWm^{-2} , promedio, alto y muy alto), se ha proyectado la distribución de temperaturas con la profundidad (Fig. 20a) de acuerdo

con Burov y Watts (2006). Estos tres flujos térmicos se ajustan a los datos del metamorfismo de las rocas metamórficas Variscas de la península Ibérica y Armoricana (referencias en el pie de la figura 20). Utilizando un rango de 400-500 °C para la temperatura durante la deformación plástica de cuarzo, se observa que la serie de curvas que mejor se ajusta corresponde a un flujo entre 60 y 80 mWm⁻², similar al gradiente térmico que registran las rocas en el Domo de Lugo (p. ej. Arenas y Martínez Catalán, 2003). La deformación dúctil observada se habría producido en la zona de transición entre la corteza superior, rígida y sismogénica, y la corteza inferior, plástica y asísmica, entre los 14 y 20 km de profundidad. Las velocidades de la deformación que mejor se ajustan a los esfuerzos obtenidos son relativamente elevadas, 10⁻¹² s⁻¹, pero comparables a las descritas para otras estructuras corticales (ver por ejemplo p. 91 en van der Pluijm y Marshak, 2004). Otro aspecto interesante de los datos de esfuerzo en el modelo de resistencia es que los eventos frágiles que se superponen a la deformación dúctil implican una elevada presión de fluidos, cercana al 80% de la presión litostática (Fig. 20b), lo que es consistente con las observaciones en la zona de falla de actividad tectónica en presencia de fluidos y con frecuente aparición de venas. Aunque una modelización completa de la corteza en términos de esfuerzos requiere de un mayor número de datos (p. ej. Behr y Platt 2011), parece que los resultados preliminares que se presentan en este trabajo son coherentes con las observaciones realizadas en las rocas de la zona de falla tanto en el campo como en el microscopio.

Conclusiones

La falla de Valdoviño es una falla de desgarre levógira de escala cortical que afecta a estructuras desarrolladas durante la tercera fase de deformación Varisca y define el límite por el norte entre la Zona Centro Ibérica y la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes del Noroeste del Macizo Ibérico.

La sección costera de la ensenada de Prado expone el núcleo de la zona de falla bordeada por granitoides variscos deformados. La actividad de la falla produjo la imbricación de rocas ultramáficas, anfibolitas con epidota, rocas máficas y neises cuarzofeldespáticos

con granate, y metavulcanitas básicas brechificadas entre las facies alcalina y calco-alcalina del granitoide. La mayor parte de estas litologías muestran evidencias de una deformación polifásica y teniendo en cuenta su composición y metamorfismo de alto grado relicto se interpreta que proceden de los complejos alóctonos de Cabo Ortegal y Órdenes.

De acuerdo con las observaciones realizadas en las rocas graníticas deformadas, la zona de falla desarrolló una fábrica en la facies de los esquistos verdes a temperaturas entre los 400-500 °C y los 14-20 km de profundidad, controlada por la deformación plástica del cuarzo y básicamente frágil de los feldespatos. En algunas de las litologías dentro de la zona de falla, hay evidencias de actividad hidrotermal asociada a estructuras frágiles. Se observan estructuras de deformación en condiciones de bajo grado con localización de la deformación sobre bandas de recristalización dinámica de cuarzo, cizallas discretas con crecimiento de clorita sincinemática (cintas de clorita centimétricas) sobre los contactos internos del granitoide con las rocas máficas, la formación de venas con turmalina en las rocas máficas y los neises cuarzofeldespáticos con granate, y la formación de enjambres de venas cizalladas rellenas de carbonatos (calcita, dolomita y ankerita).

El paleoesfuerzo obtenido y las condiciones de temperatura de deformación son consistentes con un modelo de comportamiento débil de una zona de falla en dirección con una elevada presión de fluidos $P_f = 0,8P_c$ y un gradiente geotérmico relativamente elevado de 80 mWm⁻². Todas estas observaciones y estimaciones implican gradientes geotérmicos elevados para la corteza Varisca Ibérica en el Pérmico, durante el desarrollo de la actividad tectono-termal de la falla de Valdoviño.

Agradecimientos

A las Dras. I. Sánchez-Almazo y A. González-Segura por su asistencia en el uso del ESEM y del EBSD-SEM, respectivamente, del Centro de Instrumentaciones Científicas de la Universidad de Granada. A la Dra. E. Mariani de la Universidad de Liverpool por la adquisición de la OCP de cuarzo de la Fig. 9. Los revisores de este trabajo, Dres. G. Gutiérrez-Alonso y F.

J. Martínez han contribuido a mejorar la redacción final de este manuscrito. Esta investigación ha sido financiada con los proyectos de investigación del MINECO CGL2010-14890 y CGL2014-53388-P.

Bibliografía

- ALLER, J. y BASTIDA, F. (1996): Geology of the Ollo de Sapo antiformal unit to the south of the Cabo Ortegal Complex (NW Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 9: 183-195.
- ARENAS, R. y MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. (2003): Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondonedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365: 143-164.
- BEHR, W. M y PLATT, J. P. (2011): A naturally constrained stress profile through the middle crust in an extensional terrane. *Earth and Planetary Science Letters*, 303: 181-192.
- BOS, B. y SPIERS, C. J. (2001): Experimental investigation into the microstructural and mechanical evolution of phyllosilicate-bearing fault rock under conditions favouring pressure solution. *Journal of Structural Geology*, 23 (8): 1187-1202.
- BOUCHEZ, J. L. (1978): Plastic deformation of quartzites at low temperatures in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics*, 39: 25-50.
- BUNGE, H. J. (1982): *Texture Analysis in Materials Sciences*, Butterworth, London.
- BUROV, E. B. y WATTS, A. B. (2006): The long-term strength of continental lithosphere: “jelly sandwich” or crème brûlée”? *GSA Today*, 16: 4-10.
- BYERLEE, J. (1978): Friction of rocks. *Pure and applied geophysics*, 116 (4/5): 615-626.
- CHESTER, F. M. (1994): Effects of temperature on friction: constitutive equations and experiments with quartz gouge. *Journal of Geophysical Research*, 99 (B4): 7247-7261.
- COURRIEUX, G. (1984): *Etude d'une evolution magmatique et structural dans le context d'une zone de cisaillement ductile active: Exemple du lineament granitique hercynien de Puente deume (Galice, Espagne)*. Thèse de Doctorat. Université de Nancy, Nancy, 215 p.
- DÍAZ-GARCÍA, F. (1983): Estratigrafía y estructura del Complejo de Órdenes y de la Unidad del Ollo de Sapo en el sector Pantín-Cabo Prior (La Coruña, NW de España). *Trabajos de Geología*, 13: 129-138.
- ESCUDER VIRUETE, J. (1999): One- and two- dimensional thermal modelling of orogenic crustal extension in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 444-457.
- FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN-PARRA, L. M., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., PABLO MACIÁ, J. G. DE y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central, Memórias Museo e Laboratório Mineralógico e Geológico Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, 1: 411-431.
- FAULKNER, D. R.; JACKSON, C. A. L., LUNN, R. J., SCHLISCHE, R. W., SHIPTON, Z. K., WIBBERLEY, C. A. J. y WITHJACK, M. O. (2010): A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology*, 32: 1557-1575.
- FOSSEN, H. (2010): *Structural Geology*. Cambridge University Press, 463 p.
- GUTIÉRREZ-ALONSO, G., COLLINS, A. S., FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., PASTOR-GALÁN, D., GONZÁLEZ-CLAVIJO, E., JOURDAN, F., WEIL, A. B. y JOHNSTON, S. T. (2015): Dating of lithospheric buckling: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of syn-orocline strike-slip shear zones in northwestern Iberia. *Tectonophysics*, 643: 44-54.
- HIRTH, G. y TULLIS, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145-160.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J. M., RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibé-

- rica y Baleares escala 1:1.000.000 IGME. Servicio Publicaciones Ministerio Industria.
- KUIJPER, R. P. (1979): U-Pb Systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia (NW Spain). *Zwo Laobratatorium Voor Isotopen-Geologie, Amsterdam, Verhandei. Ing. 5*, 101 p.
- KUSZNIR, N. J. y PARK R. G. (1986): Continental lithosphere strength: the critical role of lower crustal deformation, en J. B. Dawson, D. A. Carswell, J. Hall and K. H. Wedepohl, (eds.), *The Nature of the Lower Continental Crust*. Geological Society, London, 79-93.
- LAW, R. D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology, en R. J. Knipe y E.H. Rutter (eds.), *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society Special Publication, 54: 335-352.
- LISTER, G. S. y DORNSIEPEN, U. F. (1982): Fabric transition in the Saxony granulite terrain. *Journal of Structural Geology*, 41: 82-92.
- LLANA-FÚNEZ, S. y MARCOS, A. (2007): Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, 19: 1-8.
- LOPEZ-SANCHEZ, M. A. y LLANA-FÚNEZ, S. (2015): An evaluation of different measures of dynamically recrystallized grain size for paleopiezometry or paleowattometry studies. *Solid Earth*, 6: 475-495.
- MARIANI, E., BRODIE, K. H. y RUTTER, E. H. (2006): Experimental deformation of muscovite shear zones at high temperatures under hydrothermal conditions and the strength of phyllosilicate-bearing faults in nature. *Journal of Structural Geology* 28(9): 1569-1587.
- MARTÍNEZ, F. J., JULIVERT, M., SEBASTIÁN, A., ARBOLEYA, M.L. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *American Journal of Science* 288: 969-996.
- MATTE, PH. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MUNHA, J., RIBEIRO, A. y RIBEIRO, M. L. (1984): Blueschists in the Iberian Variscan Chain (Tras-os-Montes: NE Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 70: 31-53.
- NIEMEIJER, A. R. y SPIERS, C. J. (2005): Influence of phyllosilicates on fault strength in the brittle-ductile transition: insights from rock analogue experiments, en D. Bruhn y L. Burlini (eds.), *High Strain Zones: Structure and Physical Properties*. Geological Society Special Publication, 245: 303-327.
- ORTEGA, L. A. (1998): *Estudio petrogenético del granito sincinemático de dos micas de La Espenuca (La Coruña)*. O Castro. Laboratorio Xeolóxico de Laxe, Serie Nova Terra 14, 380 p.
- ORTEGA, L.A., CARRACEDO, M. LARREA, F.J. y GIL IBARGUCHI, J.I. (1994): Geoquímica del granito de dos micas de A Espenuca: origen y evolución. *Cuaderno Xeolóxico de Laxe*, 19: 319-333.
- ORTEGA, L. A., PIN, C. y GIL IBARGUCHI, J. I. (1997): Rb-Sr study of the syn-kinematic two-mica granite of La Espenuca (NW Iberian peninsula). Implications to duration of strike-slip movements in large shear zones. *Terra Nova*, 9: 496.
- PARGA-PONDAL, I., VEGAS, R. y MARCOS, A. (1982): Mapa Xeolóxico do Macizo Hespérico. In: Publicacións da Área de Xeoloxía e Minería, Seminario de Estudos Galegos, A Coruña, Spain.
- PASSCHIER, C. W. (1982): Mylonitic deformation in the Saint-Barthélemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. *AGU Paper Geology Series 1*, 16: 1-173.
- PÉREZ-ESTAÚN, A., MARTÍNEZ-CATALÁN, J. R. y BASTIDA, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.

- PONCE DE LEÓN, M. I. y CHOUKROUNE, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2(1/2): 63-68.
- PRYER, L. L. (1993): Microstructure in feldspar from a major crustal thrust zone: the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15: 21-36.
- RATHORE, J. S., COURRIOUX, G. y CHOUKROUNE, P. (1983): Study of ductile shear zones (Galicia, Spain) using texture goniometry and magnetic fabric methods. *Tectonophysics*, 98: 87-109.
- RÉCHE, J. MARTÍNEZ, F. J., ARBOLEYA, M. L., DIETSCH, C. y BRIGGS, W. D. (1998): Evolution of a kyanite-bearing belt within a HT-LP orogen: the case of NW Variscan Iberia. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 379-394.
- ROSENBERG, C. y STÜNITZ, H. (2003): Deformation and recrystallization of plagioclase along a temperature gradient: an example from the Bergell tonalite. *Journal of Structural Geology* 25: 389-408.
- RIBEIRO, A., MUNHÁ, J., DIAS, R., MATEUS, A., PEREIRA, E., RIBEIRO, L., FONSECA, P., ARAÚJO, A., OLIVEIRA, T., ROMÃO, CHAMINÉ, H., COKE, C. y PEDRO, J. (2007): Geodynamic evolution of the SW Europe Variscides. *Tectonics*, 26: 1-24.
- SCHOLZ, C. H. (2002): The mechanics of Earthquakes and Faulting. Cambridge University Press, 504 p.
- SIBSON, R. H. (1984): Roughness at the Base of the Seismogenic Zone: Contributing Factors. *Journal of Geophysical Research*, 89(B7): 5791-5799.
- SIMPSON, C. y WINTSCH, R. P. (1989): Evidence for deformation-induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 261-275.
- SKELTON, A. D. L., GRAHAM, C. M. y BICKLE, M. J. (1995): Lithological and structural controls on regional 3-D fluid flow patterns during greenschist facies metamorphism of the Dalradian of the SW Scottish Highlands. *Journal of Petrology*, 36: 563-586.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. y SCHMID, S. M. (2002): The eastern Tonale fault zone: a «natural laboratory» for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 °C to 700 °C. *Journal of Structural Geology* 24: 1861-1884.
- STIPP, M. y TULLIS, J. (2003): The recrystallized size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters*, 30 (21): 2088. doi:10.1029/2003GL018444.
- TULLIS, J., STUNITZ, H., TEYSSIER, C., HEILBRONNER, R. (2000): Deformation microstructures in quartzo-feldspathic rocks. In: Jessell, M. W., Urai, J. L. (Eds.), Stress, Strain and Structure. A Volume in Honour of W.D. Means. *Journal of the Virtual Explorer*, 2p.
- VAN DER PLUIJM, B. y MARSHAK. (2004): Earth Structure. W.W. Norton & Company, New York, 656p.
- WILSON, C. J. L. (1975): Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 86: 968-974.