

Evolución de paleoesfuerzos durante la exhumación de mármoles de alta presión, Complejo de Samaná, norte de La Española

F. J. Fernández⁽¹⁾, I. Rodríguez⁽¹⁾, J. Escuder-Viruete⁽²⁾, A. Pérez-Estaún⁽³⁾, E. Mariani⁽⁴⁾ y D. Prior⁽⁵⁾

(1) Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, C/ Jesús Arias de Velasco s/n, 33005 Oviedo, España. brojos@geol.uniovi.es, UO234195@uniovi.es

(2) Instituto Geológico y Minero de España, C/Ríos Rosas 23, 28003 Madrid. España. j.escuder@igme.es

(3) Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" CSIC C/ Lluís Solé i Sabarís s/n, 08028 Barcelona España.

(4) Department of Earth, Ocean and Ecological Sciences, Liverpool University, L69 3GP, U.K.

(5) Geology Department, University of Otago, Dunedin 9054, New Zealand.

RESUMEN

Los mármoles del complejo de Samaná presentan una foliación generalizada producida en condiciones de deformación descompresiva ($2.0 > P > 0.7$ GPa) y a temperatura $< 500^\circ$ C. La foliación es de tipo plano-lineal y blastomilonítica. La distribución de la deformación es muy heterogénea. Aunque la fábrica tectónica está bien desarrollada, la orientación cristalográfica preferente de calcita es débil porque la fábrica blastomilonítica enmascara una fábrica tectónica previa. Imágenes de catodoluminiscencia fría revelan que la foliación de los mármoles comenzó a desarrollarse por flujo friccional. Los modelos termodinámicos indican que sólo un leve aumento del contenido en agua derivado de reacciones metamórficas progradadas ($1.2\% < w.t. H_2O < 1.8\%$) pudo producir una sobrepresión de fluidos que desencadenó la cataclasis y la exhumación. La caída del esfuerzo tras la cataclasis y la reducción del tamaño de grano activaron el *creep* de disolución-precipitación sobre las bandas cataclásticas. Los esfuerzos diferenciales $|\sigma_1 - \sigma_3|$ aumentaron progresivamente con la exhumación después del evento cataclástico. La incidencia de maclado de las calcitas registró $|\sigma_1 - \sigma_3| > 350$ MPa. El esfuerzo de fluencia medio durante la migración de borde de grano fue $|\sigma_1 - \sigma_3| < 150$ MPa. Los altos paleoesfuerzos y las microestructuras de los mármoles son consistentes con las elevadas tasas de exhumación calculadas (> 110 MPa Ma^{-1}). Todos estos datos sugieren que la exhumación se produjo siempre próxima al régimen de deformación frágil-dúctil.

Palabras clave: subducción, exhumación, presión de fluidos, paleopiezometría, microestructura, catodoluminiscencia, cataclasis, reología, fragilidad.

Paleostress evolution during the exhumation of high-P marbles, Samaná Complex, northern Hispaniola

ABSTRACT

The marble of the Samaná complex presents a widespread foliation formed during its exhumation following a general decompressive strain path from high pressure ($2.0 > P > 0.7$ GPa) and low temperature ($< 500^\circ$ C) conditions. The foliation is plano-linear and blastomylonitic. Deformation distribution is highly heterogeneous. Calcite preferred orientation is poor, even though the marble has a well-defined tectonic fabric. The blastomylonitic fabric is masking an earlier tectonic fabric. Cathodoluminescence images reveal that intense fracturing formed prior to foliation development in the marbles. The thermodynamic modelling of mineral phase transformations during prograde metamorphism indicate an increase in water content ($1.2\% < w.t. H_2O < 1.8\%$) that may have involved an increase in fluid pressure and triggered rock embrittlement and subsequent exhumation. Stress drops after a cataclastic event, as well as grain-size reduction by abrasion, may have activated dissolution-precipitation processes along cataclastic bands. Differential stress $|\sigma_1 - \sigma_3|$ increased as exhumation progressed after the cataclastic event. Estimates of paleostress based on calcite mechanical twinning indicate values of $|\sigma_1 - \sigma_3| > 350$ MPa during deformation. In contrast, mean flow stress during grain-boundary migration is estimated in $|\sigma_1 - \sigma_3| < 150$ MPa. The high paleostress record and microstructures of the marble are

consistent with the high exhumation rate calculated ($>110 \text{ MPa Ma}^{-1}$). All of these data suggest that exhumation always occurred near the brittle-ductile regime of deformation.

Key words: exhumation, subduction, fluid pressure, paleopiezometry, microstructure, cathodoluminescence, cataclasis, rheology, embrittlement.

ABRIDGED ENGLISH VERSION

Deformation in convergent boundaries of lithospheric plates is localized at the interface between the plates, above the seismic zone of Wadati-Benioff (Isacks et al., 1968). The main triggering candidate for strain localization is the water circulation along this cold zone of a convergent plate boundary (e.g. Peacock, 1990; Bebout, 1991; van Keken et al., 2011; Wada et al., 2012). The cooling by advection and by endothermic reactions of dehydration give rise to temperatures low at high pressure conditions (HP/LT metamorphism). The rheological behaviour of this area is the key to the understanding of the processes of tectonic subduction and exhumation, and in the classical rheological models (e.g. Ranalli, 1995) the plate interface is portrayed as a thin shear zone, where strength failure is defined by Byerlee's rule (Byerlee, 1978). Current thermo-mechanical models calculate the temperature of a subduction zone based on the advection of the subducted cold plate and help to predict the geometry and rheological evolution of the interface (e.g. Peacock, 1996; Hacker et al., 2003; Beaumont et al., 2009; Burov et al., 2014a, b). These models take into account the plate age, convergence rate, mineral phase transformations and radiogenic and/or shear heating production during subduction and exhumation. Despite the increasing number of HP/LT terrains, related to different orogens (e.g. Guillot et al., 2009; Ota and Kaneko, 2010), these exhumed terrains generally represent only a small fraction of the subducted lithosphere.

The study area is a part of the Caribbean tectonic mélange (Fig. 1) and has been interpreted as generated in a subduction channel (i.e. Krebs et al., 2008, 2011; Hattori et al., 2010; Escuder-Viruete et al., 2011a). This interpretation is based on the P-T-t path in metamorphic rocks, deduced from detailed petrological studies in high pressure basic and ultrabasic blocks. The tectonic evolution is consistent with thermo-mechanical behaviour in numerical models. It is unquestionable that numerical simulations of channel flow have allowed the explanation of the geometry and the metamorphic and geophysical characteristics of most of the collision orogens with reasonable reliability and moreover, the explanation of the existence of some first order geodesic anomalies such as the Tibetan plateau (e.g. Beaumont et al., 2001; Beaumont et al., 2009). However, in detail there are some differences about how the exhumation of high pressure and low temperature rocks is envisaged. The first model in this respect was developed to explain the exhumation of high pressure blocks embedded in an intense deformed matrix in the Franciscan mélange in California (i.e. Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988a, b). Later models explained the exhumation of high pressure rocks by extension and erosion in an orogenic wedge (i.e. Platt, 1993; Ring et al., 1999). The extensional models had great acceptance in the nineties, however they involved low exhumation rates, and consequently an intense retrogradation of the exhumed terrains may be expected. The collisional thermo-mechanical models of rigid subduction channels (i.e., Gerya et al., 2002; Beaumont, 2009) are nowadays not accepted since they present physical inconsistencies (Burov and Yamato, 2008; Burov et al., 2014a).

The Caribbean tectonic mélange involves an important carbonated platform that is not present in the Franciscan mélange (i.e., Draper et al., 1994; Pindell and Kennan, 2009). Modern numerical models of the subduction zones do not consider the mechanical role of carbonate platforms in the subduction channel, in spite of the frequency of HP/LT deformation in metasedimentary sequences of carbonate rocks (e.g. Bestmann et al., 2000; Ulrich et al., 2002), the relative low strength of marbles and calc-schists (e.g. Rutter, 1976; 1983; Spiers, 1982) and the relative large amount of water that the metacarbonate sequences can retain and transport along the plate interface (e.g. Hacker et al. 2003).

In this contribution, we have studied the tectonic fabric developed in the marble and calc-schists of the Samaná Complex on the northern margin of the Hispaniola Island during the exhumation from high-pressure conditions (Fig. 2; Escuder-Viruete et al., 2011b). The outcrops provide valuable information on the natural deformation that occurred along the carbonate metasediments during its exhumation from HP/LT conditions (Fig. 3). The study of deformation mechanisms, the constrain of the P-T conditions during deformation and the estimates of calcite paleostress data during deformation may allow the imposition of mechanical restrictions into numerical rheological models of subduction zones. In addition, the study of tectonic evolution in carbonate rocks may complement such models in subduction zones involving rather common carbonate platforms.

Marble and calc-schists microstructures developed in ductile conditions and give rise to blastomylonitic D_2 -fabrics (Fig. 4). Subsequent processes of dissolution-precipitation frequently rework earlier blastomylonitic S_2 -patterns. However, some dissolution-precipitation patterns seem to have formed earlier to the blastomy-

lonitic fabrics (Fig.5). In addition, cathodoluminescence images (Fig. 6) reveal cataclasis earlier than the foliation development.

Calcite crystallographic preferred orientation (CPO) patterns have low intensity in contrast to the intensity of the overall plastic deformation that the microstructures show. Neither are the CPO patterns affected by changes in P-T conditions of the tectonic fabric (Table 1; Fig. 7). A single quartz CPO in Figure 8 shows a characteristic pattern with the c-axis and a-axis defining a minor circle girdle oriented normally to the foliation plane.

The distribution of grain size within the samples of Punta Balandra and Santa Bárbara units has been studied. The frequency graphs show normal distributions in the same range of grain sizes. However, the samples of the Rincón Marble unit have a distribution pattern different than the higher grade units (Fig. 9). The distribution of grain sizes in all the samples present three grain-fractions (Fig. 10; Table I), corresponding to the populations of the phenoblasts and host grains of calcite (p.f), grains recrystallized by grain boundary migration (f.f.2) and the finer grain fractions (f.f.1). A shape parameter S is defined as scale-dependent and ranges between 0 and 1 (Fernández *et al.*, 2005). S also shows differences between the values obtained in the D_2 -fabrics of the Rincón Marble unit and the higher-grade units (Fig. 11).

The thermodynamic model calculated for saturated conditions in a representative metapelite of the Punta Balandra unit indicates an increment in wt-H₂O by dehydration reactions ranging between 1.2 to 1.8 % during eclogitization (Fig. 12). The release of water during dehydration may be sufficient to trigger the cataclasis and the subsequent exhumation process.

Introducción

En un margen convergente, la deformación de una zona de subducción se localiza en la interfase entre placas, por encima de la zona sísmica de Wadati-Benioff (Isacks *et al.*, 1968). La presencia de agua y su circulación a lo largo de la interfase puede ser la principal causa para la localización de la deformación en esta zona del sistema de subducción (e.g. Peacock, 1990; Bebout, 1991; van Kekken *et al.*, 2011; Wada *et al.*, 2012). El enfriamiento por advección y las reacciones endotérmicas de deshidratación mantienen la temperatura baja en condiciones de alta presión. Así, la zona de interfase de placa desarrolla un metamorfismo típico de alta o muy alta presión y temperatura moderada o baja (HP/LT). El comportamiento reológico de esta zona es clave para entender los procesos de subducción-exhumación tectónica y se representa en modelos reológicos convencionales (e.g., Ranalli, 1995) como una delgada zona de cizalla en la que el límite de la resistencia mecánica de la litosfera viene expresado por procesos friccionales (Byerlee, 1978). Los actuales modelos reológicos que calculan la temperatura de una zona de subducción considerando el efecto de advección de la placa fría subducida y que tienen en cuenta además la edad de la placa, la velocidad de convergencia, las transformaciones de las fases minerales y la producción de calor radiogénico y/o de cizalla, predicen de forma precisa la geometría y la evolución de la interfase, también denominada canal de subducción (e.g. Peacock, 1996; Hacker *et al.*, 2003; Beaumont *et al.*, 2009; Burov *et al.*, 2014a, b). Aunque cada vez son más los terrenos metamórficos de HP/LT identificados en relación con distintos oró-

genos (e.g. Guillot *et al.*, 2009; Ota and Kaneko, 2010), los terrenos exhumados en la naturaleza sólo representan una mínima parte de la litosfera subducida, por lo que sus características estructurales pueden estar controladas por causas regionales no generalizables. Tal vez estas dos razones, el gran detalle de los modelos reológicos numéricos propuestos más recientemente para los bordes convergentes y la dificultad de extrapolar las características tectono-metamórficas observadas *in situ*, hayan provocado que, por lo general, los datos de campo se interpreten de acuerdo con las características de los modelos reológicos, en lugar de intentar mejorar los modelos reológicos numéricos implementándolos con las principales características que presentan algunos terrenos exhumados.

Concretamente la zona objeto de estudio forma parte de la *mélange* tectónica Caribeña, la cual ha sido interpretada como generada en un canal de subducción (i.e. Krebs *et al.*, 2008, 2011; Hattori *et al.*, 2010; Escuder-Virueite *et al.*, 2011a). La interpretación se basa en la evolución *P-T-t*, que se puede deducir de estudios detallados petrológicos en los bloques básicos y ultrabásicos de alta presión y es consistente con el comportamiento termo-mecánico que predicen los modelos numéricos. Es incuestionable que la simulación numérica de los canales de flujo ha permitido explicar con gran fiabilidad la geometría y las características metamórficas y geofísicas de algunos orógenos de colisión y además justificar la existencia de anomalías geodésicas de primer orden como es el caso de la meseta tibetana (e.g. Beaumont *et al.*, 2001, Beaumont *et al.*, 2009). Sin embargo, antes de la aceptación generalizada de los modelos de canales

de flujo para las zonas de subducción, el concepto inicial de canal de subducción fue propuesto para explicar cómo en la *mélange* tectónica Franciscana, en California, se podían haber exhumado bloques exóticos indeformados con metamorfismo de alta presión incluidos en una matriz intensamente deformada (i.e. Cloos, 1982; Cloos and Shreve, 1988a, b). Posteriormente, otros modelos han explicado la exhumación de rocas de alta presión mediante procesos de extensión y erosión (i.e., Platt, 1993; Ring *et al.*, 1999). Aunque los modelos extensionales tuvieron gran aceptación en los noventa, las tasas de exhumación resultantes son más lentas y, en consecuencia, llevan implícita una intensa retrogradación de los terrenos exhumados. Tampoco los modelos termomecánicos de colisión en un canal de subducción rígido (i.e. Gerya *et al.*, 2002; Beaumont *et al.*, 2009) son actualmente aceptados porque presentan importantes inconsistencias físicas (Burov and Yamato, 2008; Burov *et al.*, 2014a) como es la imposición artificial de un parámetro mecánico que mantiene rígido el borde del canal de subducción e impide que esta superficie se desestabilice.

Una característica diferenciadora de la *mélange* tectónica caribeña respecto de la franciscana es la presencia de una importante plataforma carbonatada sobre la litosfera oceánica subducida norteamericana (i.e., Draper *et al.*, 1994; Pindell and Kennan., 2009). Sin embargo, el papel mecánico de las plataformas carbonatadas en el funcionamiento de los canales de subducción todavía no ha sido considerado en los modernos modelos reológicos numéricos. A pesar de que los complejos de *HP/LT* incluyen con frecuencia secuencias metasedimentarias compuestas por rocas carbonatadas (i.e., Bestmann *et al.*, 2000; Ulrich *et al.*, 2002) su papel en los procesos de subducción y exhumación no ha sido tenido completamente en cuenta. Debido a que los mármoles y calco-esquistocalcosquistos se pueden deformar con extrema facilidad (i.e. Rutter, 1976; 1983; Spiers, 1982) y a que pueden retener y transportar gran cantidad de agua durante su subducción y/o exhumación si intervienen procesos cataclásticos, su presencia en un complejo de subducción puede condicionar en gran medida el comportamiento reológico de la interfase de placa (i.e: Hacker *et al.*, 2003).

En este trabajo se analiza la fábrica tectónica desarrollada en mármoles y calco-esquistos durante la exhumación del complejo de alta presión de Samaná y su acreción en el borde norte de la Isla Española (Escuder-Virujete *et al.*, 2011b). Los afloramientos de estas litologías permiten obtener información muy valiosa de la deformación natural durante la exhumación desde condiciones de *HP/LT*. Estudiar los meca-

nismos de deformación, definir las condiciones *P-T* en las que operaron dichos mecanismos y obtener datos de paleoesfuerzos en las calcitas podría permitir imponer restricciones mecánicas a los modelos reológicos numéricos y a discutir el papel de los metasedimentos carbonatados en la evolución mecánica y distribución de la deformación en los canales de subducción durante su exhumación.

Contexto tectónico

El cinturón orogénico de las Antillas Mayores está compuesto por rocas de afinidad oceánica que incluyen fragmentos del borde meridional del continente Norteamericano (Draper *et al.*, 1994). En el borde norte de la isla Española afloran *mélanges* tectónicas compuestas por ofiolitas, fragmentos de arcos volcánicos y complejos metasedimentarios del margen subducido de Norteamérica (Draper and Lewis, 1991; Draper and Nagle, 1991). Sobre esta *mélange* metamórfica se depositó discordante una cobertera sedimentaria durante el intervalo Mioceno-Pleistoceno. La deformación hasta la actualidad está condicionada por la convergencia oblicua entre el arco caribeño y la placa del continente norteamericano y se localiza en dos grandes contactos mecánicos: las fallas de desgarre senestras Septentrional y de Enriquillo al sur; y la fosa de los Muertos al norte (Figura 1; Mann *et al.*, 2002).

En el Norte de la República Dominicana, las *mélanges* ofiolíticas se disponen fragmentadas en pequeñas unidades, cuya estructura interna aparece intensamente deformada. Sin embargo, sus afloramientos homólogos cubanos aparecen poco o nada deformados. La intensa deformación junto con las precisas trayectorias *P-T-t* que se pueden reconstruir en estas unidades, son los principales argumentos para interpretar las *mélanges* ofiolíticas como formadas en un canal de subducción cretácico-eoceno de la litosfera oceánica proto-Caribeña (Krebs *et al.*, 2008). La edad más antigua de exhumación de las eclogitas del complejo de Samaná es Maastrichtense-Campaniense (Krebs *et al.*, 2008; Escuder-Virujete *et al.*, 2009). La subducción de la *mélange* serpentinitica de Jagua Clara, situada hacia el NO de la península de Samaná tiene la misma edad (Escuder-Virujete *et al.*, 2011c; 2013), por lo que estos autores proponen que la *mélange* serpentinitica representa un estadio anterior de la subducción intraoceánica. En este contexto tectónico, el complejo de Samaná registra la colisión entre la cuña de acreción continental y el arco volcánico.

El complejo de Samaná se acrecionó al borde

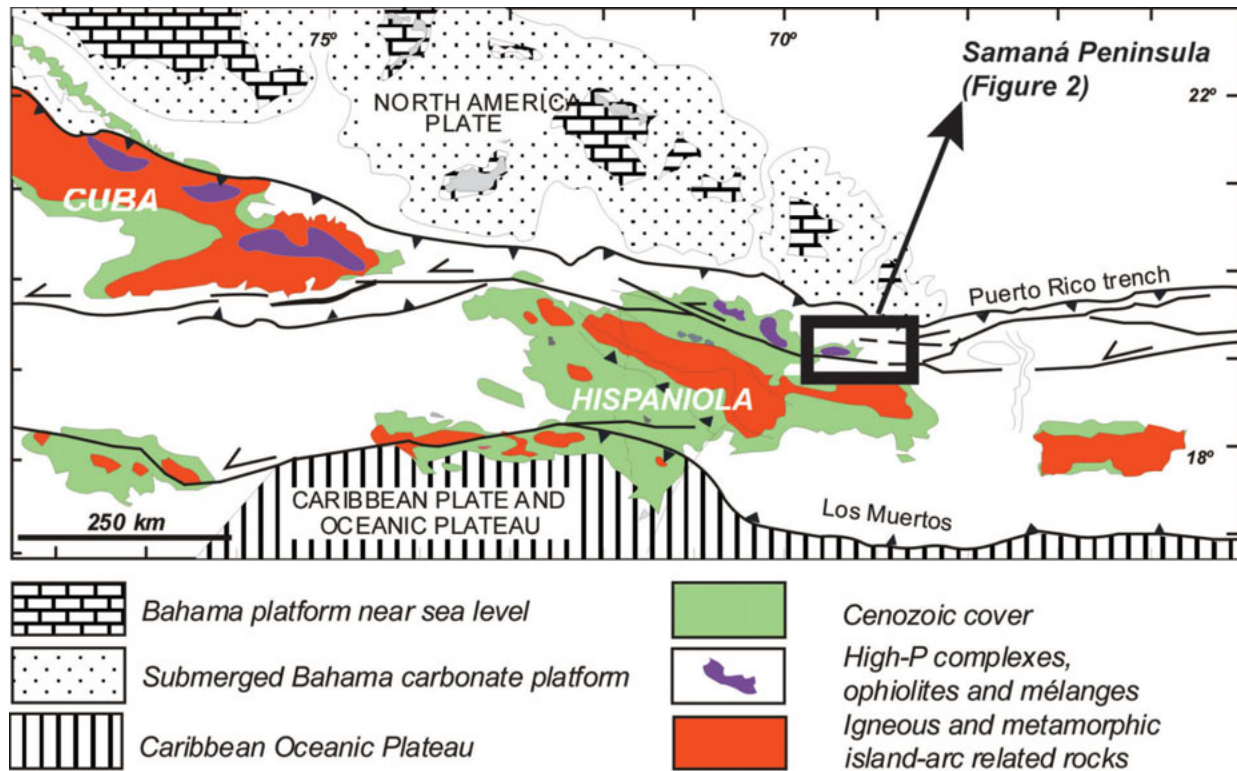


Figura 1. Contexto tectónico de la Isla Española en el borde septentrional de la microplaca Caribeña, modificado de Draper *et al.* (2004). El complejo de Samaná se localiza dentro del recuadro negro.

Figure 1. Tectonic setting of the Hispaniola Island on the northern boundary of the Caribbean microplate, modified after Draper *et al.* (2004). The Samaná complex is located in the black rectangle.

Norte de la isla Española durante la convergencia arco-continente pre-Miocena, como resultado de la subducción hacia el Suroeste de la placa norteamericana (Draper *et al.*, 1994). La estructura interna del complejo de Samaná consiste a escala regional en un apilamiento de láminas compuestas por secuencias metasedimentarias de HP/LT que se emplazan hacia el NE/ENE (Escuder-Virueite *et al.*, 2011b). De acuerdo con estos autores (Figura 2), durante la colisión pre-miocena se identifican tres eventos tectono-metamórficos. El primer evento D_1 se relaciona con el metamorfismo progrado durante la subducción cretácico-eocena de la litosfera oceánica proto-Caribeña. El segundo evento D_2 está relacionado con la evolución retrógrada durante la exhumación de las unidades desde la zona de subducción. El tercer evento D_3 está relacionado con la acreción y formación del apilamiento antiformal. Aunque el espesor total del apilamiento de láminas antiformal del complejo de Samaná es <5 km (Figura 2), la diferencia entre la máxima presión registrada por la unidad de Punta Balandra y la unidad inferior es ~ 1 GPa (i.e., unos 30 kms) (Escuder-Virueite *et al.*, 2011b).

Desde el punto de vista composicional, en las tres

láminas superiores dominan las secuencias metasedimentarias formadas por alternancias de mármoles y calco-esquistos. La lámina inferior está formada por rocas detríticas de grano fino. La lámina superior de Punta Balandra presenta además bloques de eclogitas cuya geoquímica es de tipo MORB-BABB y sugieren una cristalización muy fraccionada (Escuder-Virueite *et al.*, 2011c). La edad del pico metamórfico de estas eclogitas (~ 103 -80 Ma; Krebs *et al.*, 2008; Escuder-Virueite *et al.*, 2009), el quimismo de los bloques eclogíticos y su cristalización fraccionada sugieren una procedencia exótica (Escuder-Virueite *et al.*, 2011a, c).

Del primer evento progrado, D_1 , sólo se preservan estructuras relictas de pequeña escala, tales como algunos pliegues isoclinales que aparecen disruptados, bandeados composicionales primarios propios de las series detríticas y de las rocas carbonatadas y los bandeados que muestran algunas fábricas eclogíticas con alternancia de onfacita y granate. El metamorfismo M_1 lo registran las asociaciones paragenéticas de las metapelitas con carfolita, cloritoide, paragonita y albita; las metabasitas con pumpellitita, lawsonita y glaucofana; y los esquistos ricos en Ca

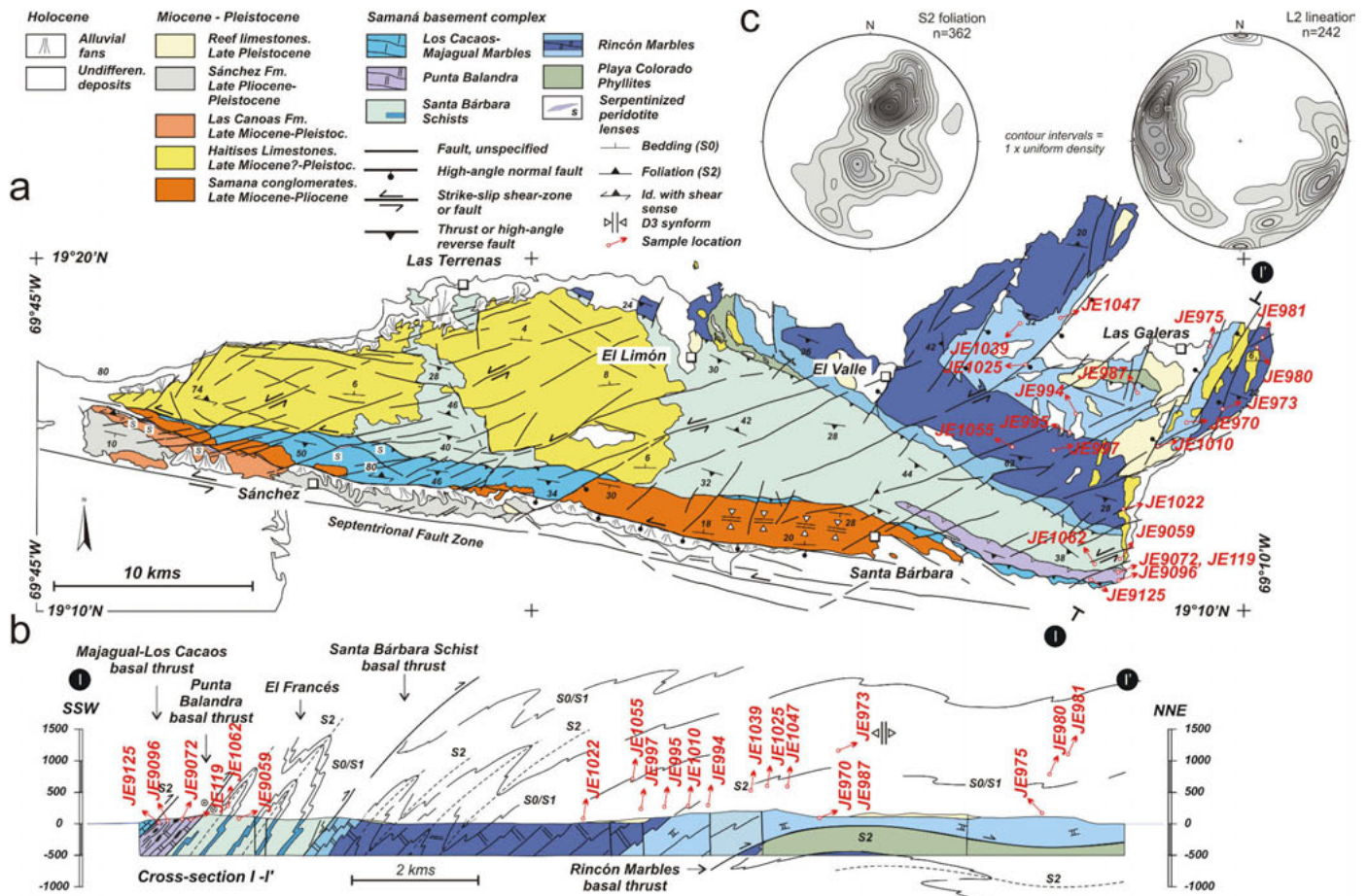


Figura 2. Localización de las muestras empleadas en este trabajo. (a) Mapa geológico de la península de Samaná. (b) Corte NNE-SSW, paralelo a la lineación de estiramiento mineral, de la estructura acrecional del complejo de Samaná. (Modificado de Escuder-Viruet et al., 2011b). (c) proyecciones estereográficas equi-areales de la lineación de estiramiento mineral y de los polos de los planos de foliación blastomilonítica. Hemisferio Inferior.

Figure 2. Location of the samples used in this study. (a) Geological map of the peninsula of Samaná. (b) NNE-SSW cross-section, parallel to the mineral stretching lineation, of the Samaná complex accretional structure (After Escuder-Viruet et al., 2011b). (c) Equi-areal stereographic plot of the mineral stretching lineation and the blastomylonitic foliation plane-poles. Lower hemisphere.

con paragonita. Algunos granates idioblásticos muestran núcleos con inclusiones que definen foliaciones sigmoidales y en bola de nieve compuestas por cuarzo, lawsonita, cloritoide, rutilo y grafito (Escuder-Viruet et al. 2011a). Además se definen dos tipos texturales de eclogitas, foliadas y de texturas granoblásticas que contienen asociaciones paragenéticas con registros *P-T* de 22 kbar-600° C (Escuder-Viruet and Pérez-Estaún, 2006).

Las estructuras y microestructuras pre-miocenas mejor preservadas son las del evento D_2 (Escuder-Viruet et al., 2011b). A escala macroscópica se producen pliegues apretados, próximos a isoclinales, cortados por zonas de cizalla. En consecuencia, se ha interpretado que los pliegues isoclinales D_2 son anteriores a las zonas de cizalla (D_3) (Figura 2; Escuder-

Viruet et al., 2011b). Los cuerpos lenticulares de eclogitas presentan con frecuencia bordes intensamente foliados por una fábrica plano-lineal definida por fengita, epidota y glaucofana, que indican unas condiciones de equilibrio en la facies de los esquistos azules con epidota. Los indicadores cinemáticos indican una dirección de cizalla de techo hacia el NE/E (Escuder-Viruet et al. 2011b). El manto de los mármoles del Rincón, situado en la parte baja del apilamiento antiformal del complejo de Samaná, se dispone por encima de las filitas del manto de Playa Colorada. La foliación S_2 consiste en una fábrica blastomilonítica con una intensa reducción del tamaño de grano y con la presencia frecuente de poiquiloblastos de albita alineados con fengita, clorita, lawsonita, cuarzo, calcita, titanita y rutilo. La foliación S_2 en los

esquistos de Santa Bárbara está definida por clorita, fengita, paragonita y cuarzo, con calcita/dolomita, albita, biotita, glaucofana, actinolita, rutilo y titanita. Además también aparecen intercalados *ribbons* de cuarzo de 0.1-2.5 mm con fengita y cristales pseudo-morfos de carfolita orientados paralelos a la lineación L_2 . Todas estas microestructuras indican que durante D_2 el metamorfismo evolucionó desde condiciones eclogíticas y de esquistos azules con granate hasta la facies de los esquistos azules y de los esquistos verdes (Escuder-Viruete et al. 2011a). Las relaciones tectono-metamórficas de las distintas láminas emplazadas indican que la unidad más profunda, la unidad de Punta Balandra, se emplazó sobre los esquistos de Santa Bárbara y después la unidad de Santa Bárbara se superpuso sobre la unidad de los Mármoles del Rincón. Finalmente el conjunto formado por el apilamiento de láminas se emplazó sobre el manto de las filitas de Playa Colorada (Figura 2). Así las estructuras D_2 se formaron secuencialmente de forma diacrónica en las distintas unidades desde el Eoceno Inferior hasta el Oligoceno Inferior.

Metodología

Se han estudiado las fábricas tectónicas desarrolladas durante el segundo evento de deformación pre-Miocena que registran las rocas expuestas en el complejo de alta- P de Samaná. Para ello se han utilizado 23 muestras de mármoles y calco-esquistos recogidas a lo largo de las tres unidades superpuestas tectónicamente que están formadas por secuencias metasedimentarias de rocas carbonatadas: 4 muestras corresponden a la unidad de Punta Balandra, 4 son de la unidad de Santa Bárbara y las 15 restantes proceden de las dos sub-unidades inferiores de los Mármoles del Rincón (Figura 2). La fábrica tectónica de todas las muestras seleccionadas está geo-referenciada y es de tipo plano-lineal. Las láminas delgadas están cortadas en secciones perpendiculares al plano de la foliación y paralelas a la lineación de orientación mineral. Las láminas fueron analizadas con un microscopio petrográfico convencional y con otro dotado de un detector de catodoluminiscencia fría (CL) modelo *Technosyn Cold Cathodoluminescence CL8200 MK5*. El equipo CL trabaja en vacío, con una fuente de intensidad 500-600 μA y un voltaje 15 keV de aceleración. De todas las muestras se obtuvieron mosaicos de imágenes con suficiente resolución para poder delinear manualmente y con precisión los bordes de grano. Sobre los mapas de los bordes de grano delimitados se obtuvieron medidas precisas del área y del perímetro de

cada grano en una población de granos estadísticamente representativa utilizando el software libre de procesamiento de imágenes *ImageJ* (<http://rsb.info.nih.gov/ij/>). Además se determinaron otros parámetros de forma de grano, tales como la elipticidad e irregularidad de borde de grano (Fernández et al., 2005).

Las fábricas de orientación cristalográfica preferente se obtuvieron con un microscopio electrónico de barrido, modelo SEM Philips XL30 dotado de un detector EBSD, que opera en vacío y con un voltaje de aceleración de 20 keV. Para conseguir patrones de EBSD de buena calidad, las superficies de las láminas se pulieron con sílice coloidal y se prepararon de acuerdo con el procedimiento descrito por Fernández et al. (2011). Los patrones de EBSD se indexaron utilizando el software HKL CHANNEL 5. El tamaño del área medida por EBSD es de $2300 \times 1700 \mu\text{m}$ y la distancia entre medida y medida de $10 \mu\text{m}$, por lo que cada mapa de orientaciones puede llegar a contener hasta 39100 puntos de medida.

Características de la deformación D_2

La cartografía detallada de las láminas superpuestas en apilamiento antiformal del complejo de Samaná (Figura 2) permite hacer algunas precisiones sobre las características de la deformación que se produjo durante la exhumación, la acreción y el apilamiento de las unidades del complejo de Samaná. El evento regional D_2 produjo el desarrollo de una foliación que conduce a la exhumación y acreción de estas unidades en un contexto de fuerte decompresión (Escuder-Viruete et al., 2011b). El estudio de los mecanismos de deformación que intervienen en el desarrollo de esta foliación así como de sus condiciones mecánicas son los objetivos principales de investigación en este trabajo.

En el corte realizado a lo largo de una sección de orientación NNE-SSW (Figura 2b), se observa que las tres unidades de rocas carbonatadas de la península de Samaná estudiadas están superpuestas tectónicamente por cabalgamientos que cortan a pliegues isoclinales de vergencia NNE y que a escala regional se atribuyen a las fases de deformación D_3 y D_2 respectivamente (Escuder-Viruete et al., 2011b). La lámina de la unidad de Punta Balandra contiene a las rocas de mayor grado metamórfico y presenta un espesor aproximado de 500 m. Aunque en el corte no se aprecia, en la cartografía (Figura 2a) se observa que el cabalgamiento basal de esta unidad está plegado y cortado por el cabalgamiento de la unidad suprayacente. Los pliegues D_2 de todas las unidades son plie-

gues de geometría similar y vergentes hacia el NNE. Tienen una amplitud kilométrica y con frecuencia se reconocen pliegues menores parásitos asociados. Los pliegues de mayor amplitud son isoclinales hacia los flancos, aunque en la zona de charnela presentan un ángulo entre flancos máximo <math><30^\circ</math>. Estos pliegues presentan asimetrías dominantes en S en las unidades de Punta Balandra y en la unidad infrayacente de los esquistos de Santa Barbara. Mientras que por debajo en la unidad de los Mármoles del Rincón los pliegues D_2 presentan asimetrías en Z, sugiriendo una disposición de flanco normal. De acuerdo con Escuder-Viruete *et al.*, (2011b), parece que estos pliegues presentan a la foliación regional decompresiva S_2 dispuesta de plano axial (Figura 2b), mientras que los cabalgamientos presentan asociados una foliación local S_3 desarrollada en condiciones de la transición frágil-dúctil y con un metamorfismo inferior a la facies de los esquistos verdes (Figura 3e). La foliación S_2 se va haciendo más penetrativa y heterogénea hacia las unidades del apilamiento antiformal que se emplazan por encima. Así, las fábricas S_1 de Punta Balandra y de los esquistos de Santa Bárbara prácticamente están traspuestas por la foliación S_2 y sólo se preservan en las lineaciones que definen las inclusiones de los poiquiloblastos.

Las características estructurales y las relaciones de corte entre los eventos tectono-metamórficos pre-Miocenos sugieren que la deformación decompresiva que dio lugar al desarrollo de una foliación S_2 general y de distribución heterogénea evolucionó hacia zonas de deformación discretas y restringidas a cabalgamientos D_3 y pliegues relacionados (Figura 3). La foliación blastomilonítica S_2 es la única estructura que claramente se desarrolló en relación con la exhumación de estas unidades metasedimentarias desde condiciones de *HP/LT* y durante la cual el metamorfismo M_1 se reequilibró a M_2 .

Los datos *P-T* correspondientes a los estadios metamórficos M_1 y M_2 de las muestras analizadas

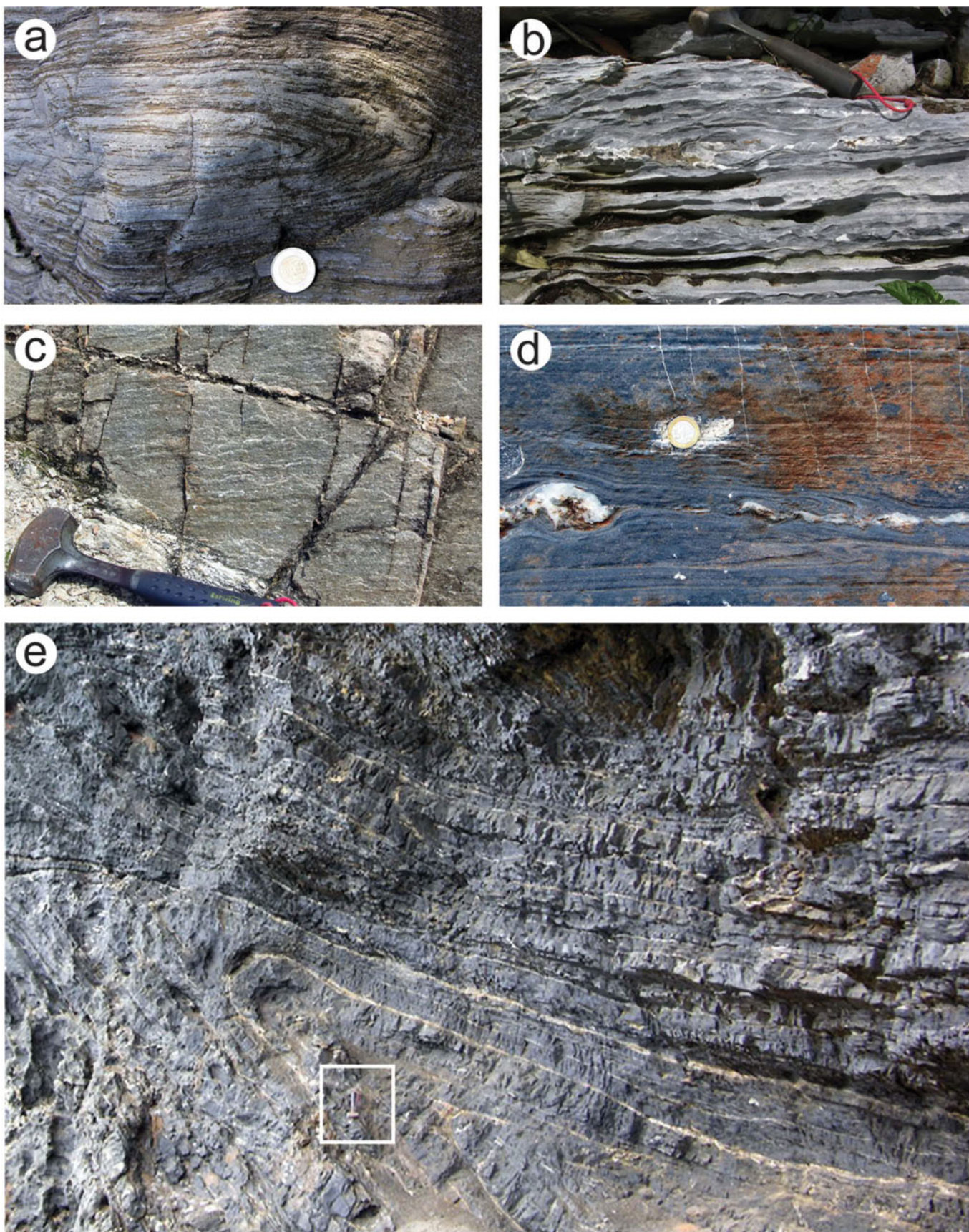
(Tabla 1; Escuder-Viruete and Pérez-Estaún, 2006; Escuder-Viruete *et al.*, 2011a, c) han permitido acotar las condiciones para el desarrollo de las microestructuras formadas en relación con la foliación blastomilonítica S_2 y establecer la secuenciación de los mecanismos de deformación.

Características microestructurales de la foliación principal S_2

La microestructura que presentan los mármoles y calco-esquistos se caracteriza por estructuras en manto y fenoblastos rotacionales rodeados de bandas de cristales de calcita y cuarzo recristalizados en fracciones de tamaño de grano más fino (figura 4). Aproximadamente, más del 90% de los cristales de calcita están intensamente maclados con maclas anchas de tipo III y IV (Burkhard, 1993; Ferrill *et al.*, 2004) y, a su vez, estas maclas están macladas con maclas más delgadas del tipo II y I (Figura 4a). La incidencia del maclado mecánico es menor en las muestras de los Mármoles del Rincón que en las muestras de los esquistos de Santa Bárbara y de Punta Balandra (Figura 4b; Tabla 1). Las fábricas blastomiloníticas desarrolladas en los Mármoles del Rincón parecen sugerir menor deformación, puesto que producen una foliación homogénea y el porcentaje de granos recristalizados es bajo. Por el contrario, en las fábricas blastomiloníticas de los esquistos de Santa Bárbara y Punta Balandra la foliación se hace fuertemente heterogénea evidenciando que la intensidad de la deformación aumenta en estas unidades superiores, donde con frecuencia la foliación blastomilonítica se remarca por la intercalación de *ribbons* de cuarzo en los calco-esquistos (Figura 4c).

Algunas superficies de foliación blastomilonítica están frecuentemente retrabajadas por procesos de disolución-precipitación y definen una superficie irregular sobreimpuesta tardíamente a la foliación S_2 . La

Figura 3. Estructuras desarrolladas en relación con el evento D_2 a la escala de afloramiento. (a) Pliegues intrafoliares disruptados en la unidad de Santa Bárbara. (b) *Boudins* de rocas básicas en mármoles deformados por la foliación blastomilonítica en la unidad de Punta Balandra. (c) Superficie de foliación S_2 de los Mármoles del Rincón (Sub-unidad MR1) en la que se reconoce la lineación de estiramiento mineral. (d) Sección perpendicular al plano de foliación S_2 de los Mármoles del Rincón, en la que se observan estructuras sigmoidales tipo- δ , que indican rotación dextra (hacia el NNE). (e) Pliegue recumbente D_3 relacionado con una falla que superpone el bloque de techo. La estructura está basculada. El desarrollo de venas de calcita paralela a los planos de foliación S_2 y en los cuellos de los *boudins* que se forman en algunas capas indica que la deformación se produjo en un régimen frágil-dúctil (Una maza está dentro del recuadro blanco).
Figure 3. Structures, at the outcrop scale, related-to D_2 event. (a) Disrupted intrafoliar fold from the Santa Bárbara unit. (b) "Boudins" of basic rocks within marble deformed by the blastomylonitic foliation from the Punta Balandra unit. (c) S_2 -foliation surface where can be observed the stretching lineation, from Rincón Marble unit. (d) Section normal to the foliation S_2 plane where can be observed sigmoidal structure δ -type, which is shown dextral rotation (top-to NNE), from the Rincón Marble unit. (e) Recumbent fold D_3 related-to fault surface, which is superposing the hanging wall block. Later, the structure rotated. The development of calcite veins along the S_2 foliation planes and into the necks of the "boudins" suggests that deformation occurred in the brittle-ductile regime. (A large hammer is in the white box).



Unid.	Muestra	Tamaño de grano			S	Paleoesfuerzo		M ₁		M ₂	
		h.g.	ff.1	ff.2		a	b	P	T	P	T
UPB	JE9125	not hg	9±3	16±14			187±63	1.9±0.1	480±15	1.6±0.1	515±10
UPB	JE9096	not hg	5±4	21±12			139±15	2.0±0.1	475±25	1.4±0.2	515±15
UPB	JE9072	not hg	6±5	14±11			173±48	?	?	1.5±0.1	475±25
UPB	JE119	68±52	7±4	23±18	0.5	350±31	158±38	2.0±0.1	475±25	1.4±0.2	515±15
ESB	JE1062	151±12	20±1	51±34	0.4	200±31	79±20	1.6±0.1	375±10	1.2±0.1	400±10
ESB	JE9059*	85±74	9±1	26±17	0.5		30±15	1.6±0.1	400±20	1.1±0.1	450±25
MR2	JE1022	38±13			0.6		1.2±0.1	325±15	0.7±0.1	335±15	
MR2	JE1055	60±46	21±1	33±10	0.5	275±31	123±23	1.2±0.1	325±10	0.7±0.1	330±15
MR2	JE997	65±55	18±1	27±11	0.5	260±31	115±14				
MR2	JE995	37±24			0.7						
MR2	JE981	77±56	15±9		0.5	255±31					
MR2	JE973	197±12	39±4	28±11	0.4	170±31	116±13				
MR2	JE980	184±13	45±4	25±10	0.4	220±31	125±13	1.0±0.1	315±10	0.5±0.1	325±15
MR1	JE1010	63±48	17±1	26±11	0.5	320±31	132±20	1.1±0.1	325±15	0.7±0.1	325±15
MR1	JE994	65±47	18±1	32±11	0.5	320±31	123±23	idem	idem	idem	idem
MR1	JE1039	76±74	17±1	27±12	0.5	310±31	132±20	1.1±0.1	325±15	0.7±0.1	325±15
MR1	JE1025	53±41	18±1	29±12	0.5	320±31	123±20				
MR1	JE1047	87±78	19±1	31±10	0.4	275±31	123±20	1.0±0.1	330±10	0.7±0.1	320±15
MR1	JE975	72±56	18±1	23±9	0.5	300±31	158±19	0.8±0.1	320±10	0.6±0.1	300±20
MR1	JE970	69±56	16±1	26±11	0.5	300±31	132±20	idem	idem	idem	idem
MR1	JE987	72±55	15±1	27±12	0.4	300±31	132±20	?	?	0.6±0.1	300±20

Tabla 1. Características microestructurales de las muestras analizadas en este trabajo. Distribución de tamaños de grano: tamaño de grano medio de la fracción más fina (*ff.1*), de la fracción fina correspondiente a los granos recristalizados por migración de borde de grano (*ff.2*) y de la fracción de los blastos de calcita (*h.g.*). Parámetro de forma (*l*). Valores de paleoesfuerzo calculados por la incidencia de maclado (*a*) o utilizando la *ff.2* (*b*). Condiciones *P-T* entre el metamorfismo M₁ y M₂ (Escuder-Viruet et al., 2011a, c). Las unidades de tamaño de grano, paleoesfuerzo, *P* y *T* están en μm , MPa, GPa y °C respectivamente.

Table 1. Microstructural features of the studied samples. Grain size is calculated for the finer fraction (*ff.1*), the fraction of grains recrystallized by grain boundary migration (*ff.2*) and for the host grains (*h.g.*). Shape parameter (*l*). Paleostress data calculated by twinning incidence (*a*) or by using *ff.2* (*b*). *P-T* conditions of metamorphism M₁ and M₂ after Escuder-Viruet et al., (2011a, c). Grain size, palaeostress, *P* and *T* is given in μm , MPa, GPa and °C respectively.

foliación de disolución tardía (probablemente D₃) se reconoce porque la superficie que la define suele acumular material opaco, resaltando los bordes redondeados e interpenetrados de los cristales de calcita (Figura 5a). Sin embargo, también se observa la presencia de foliaciones definidas por acumulación de material opaco que están traspuestas por las fábricas blastomiloníticas (Figura 5b), lo cual indica que fenómenos de disolución-precipitación también tuvieron lugar con anterioridad a la deformación plástica. Incluso algunos poiquiloblastos de calcita presentan maclas cizalladas de acuerdo a planos definidos por material insoluble (Figura 5c). Las imágenes de catodoluminiscencia (CL) de estos poiquiloblastos muestran que el fenoblasto es en realidad un pseudomorfo de un agregado policristalino de calcita que

durante la deformación plástica se comporta como un fenoblasto simple (Figura 6). Las imágenes CL han revelado que en las bandas definidas por material opaco son frecuentes las microestructuras cataclásticas, que únicamente aparecen en las muestras de las unidades de Punta Balandra y Santa Bárbara. En las bandas de cataclasitas se concentran las estructuras de disolución-precipitación que se desarrollaron antes que la deformación blastomilonítica. De manera que se puede establecer una secuencia en la aparición de los mecanismos de deformación que conducen al desarrollo de la foliación S₂ en la que el flujo cataclástico, dio paso a estructuras de disolución-precipitación y que ambas se preservaron como estructuras restíticas en una fábrica de tipo blastomilonítico. Finalmente las fábricas tectónicas S₂ fueron

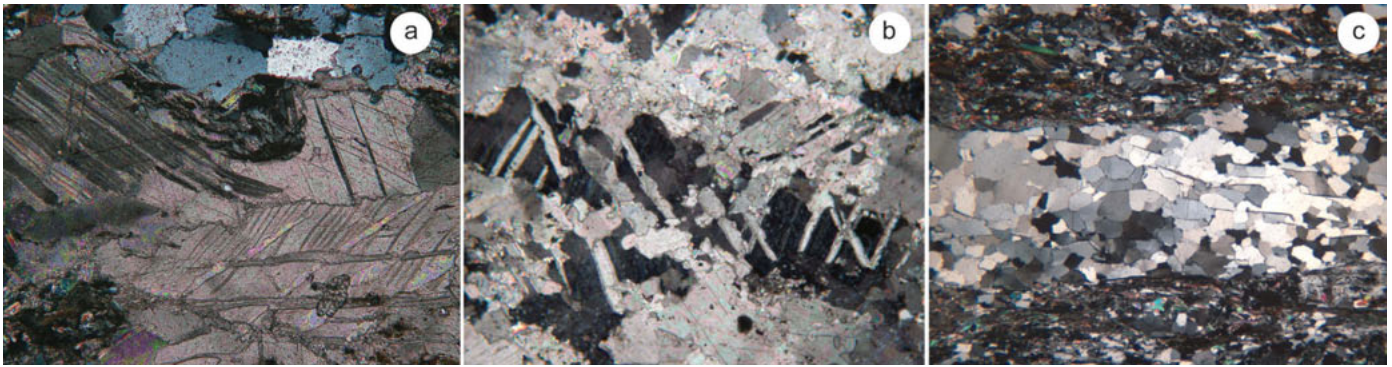


Figura 4. Microestructuras D₂ de los mármoles y calco-esquistos. (a) Sistemas de maclas de calcita en fenoblastos formados por maclas anchas e irregulares del tipo III y IV en fenoblastos de calcita (Burkard, 1993; Ferrill *et al.*, 2004) que contienen sistemas de maclas delgadas de tipo II y I. (Muestra JE119. Unidad de Punta Balandra. Ancho de la imagen 1300 μm . CPL). (b) Fenoblastos de calcita maclados con sistemas de maclas anchas de tipo III y II que contienen machas de tipo I. Los fenoblastos tienen una forma alargada y definen una foliación oblicua S₂ (Muestra JE1039. Unidad de Mármoles del Rincón. Ancho de la imagen 1300 μm . CPL). (c) Ribbon de cuarzo intercalado en un calco-esquisto deformado (Muestra JE9059. Unidad de Santa Bárbara. Ancho de la imagen 5000 μm . CPL).

Figure 4. Microstructures D₂ of the marble and calc-schists. (a) Calcite-twinning lamellas in phenoblasts formed by thick and irregular twins type IV and III (Burkard, 1993; Ferrill *et al.*, 2004) which enclosed twins type II and I. (sample JE119. Punta Balandra unit. Width of view 1300 μm . CPL). (b) Calcite-twinning lamellas in phenoblasts formed by thick twins type III which enclosed twins type II and I. The phenoblasts have an elongated shape and defines the oblique foliation S₂ (sample JE1039. Rincón Marble unit. Width of view 1300 μm . CPL). (c) Quartz-ribbon is interlayered between deformed calc-schists (Sample JE9059. Santa Bárbara unit. Width of view 5000 μm . CPL).

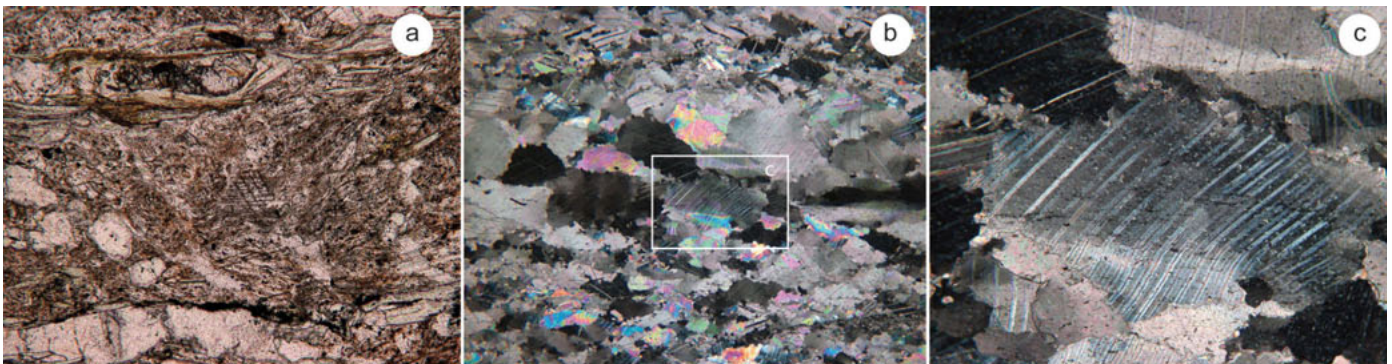


Figura 5. Microestructuras de disolución-precipitación en los mármoles y calco-esquistos. (a) Superficies de disolución tardías (D₃) que están remarcando algunos de los planos de foliación milonítica S₂. (Muestra JE9125. Unidad de Punta Balandra. Ancho de la imagen 1300 μm . PPL). (b) Algunas superficies de foliación se disponen sub-paralelas a la foliación blastomilonítica S₂ y están definidas por material insoluble (Muestra JE1062. Unidad de Santa Bárbara. Ancho de la imagen 5000 μm . CPL). (c) Fenoblasto maclado de calcita (detalle de la imagen b). Las maclas están cizalladas sobre planos definidos por material opaco insoluble (Muestra JE1062. Unidad de Santa Bárbara. Ancho de la imagen 1300 μm . CPL).

Figure 5. Dissolution-precipitation microstructures of the marble and calc-schists. (a) Later dissolution surfaces (D₃) which are remarking some of the mylonitic foliation planes (S₂). (Sample JE9125. Punta Balandra unit. Width of view 1300 μm . PPL). (b) Some foliation surfaces are disposed sub-parallel to the blastomylonitic foliation S₂ and are defined by insoluble material (Sample JE1062. Santa Bárbara unit. Width of view 5000 μm . CPL). (c) Calcite-twinning phenoblast (detail of image b). The twinning lamellae are sheared along surface defined by insoluble opaque material (Sample JE1062. Santa Bárbara unit. Width of view 1300 μm . CPL).

retrabajadas por procesos de disolución-precipitación en condiciones más superficiales y probablemente relacionadas con el evento regional D₃.

Sólo se han preservado evidencias de deformación cataclástica en las unidades de más alto grado. El dominio del *creep* de disolución-precipitación frente a otros mecanismos de deformación, tanto en el

estadio intermedio de la exhumación como al final del proceso, implica necesariamente que los esfuerzos diferencial ($|\sigma_1 - \sigma_3|$) fueron muy bajos (Rutter, 1976) y que durante el desarrollo de la foliación S₂ hubo variaciones importantes de $|\sigma_1 - \sigma_3|$. Tanto las microestructuras cataclásticas tempranas como las relacionadas con el *creep* de disolución-precipitación sugieren

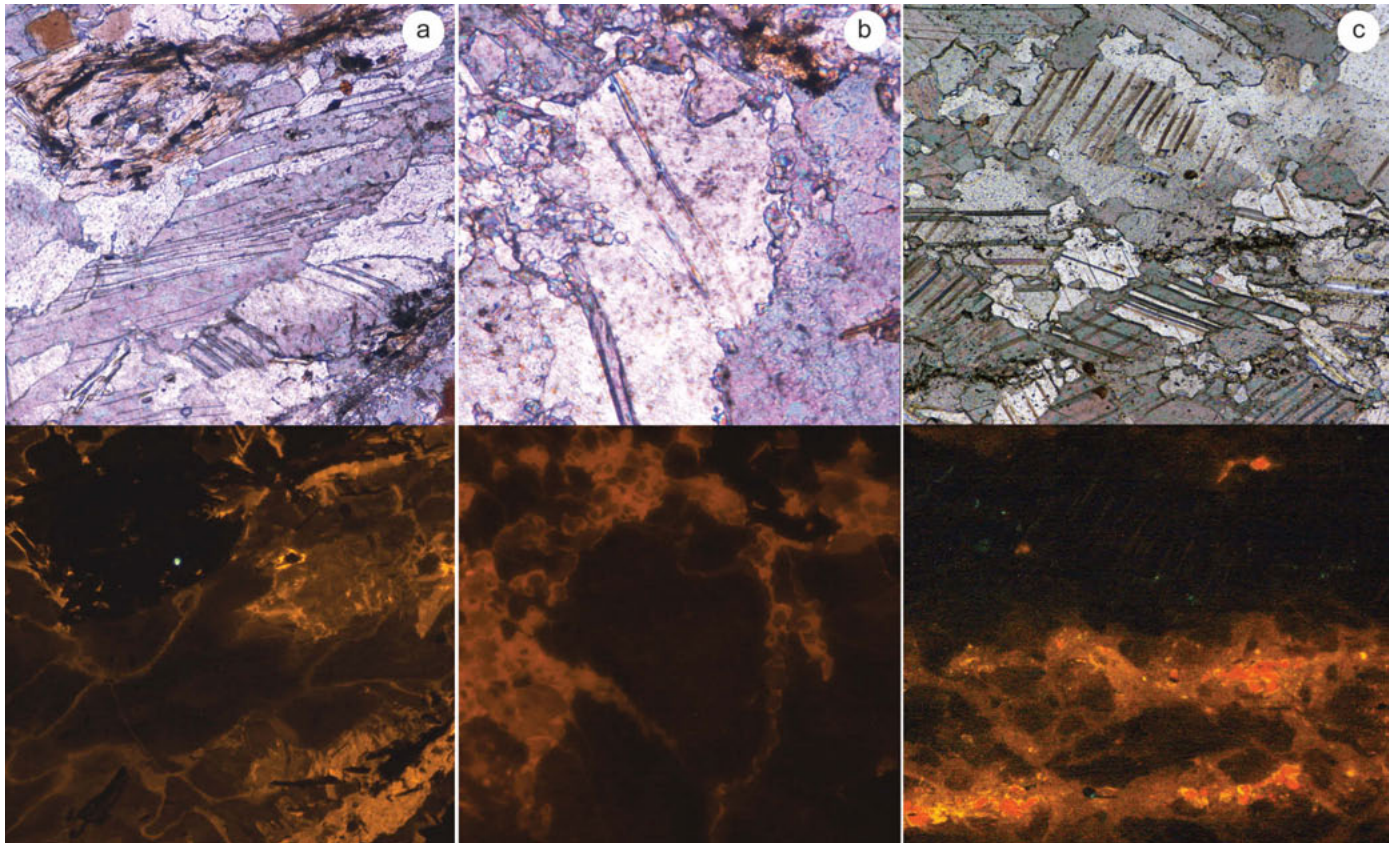


Figura 6. Microestructuras observadas en los mármoles y calco-esquistos por microscopía óptica convencional (imagen superior) y por catodoluminiscencia-fría (imagen inferior). (a) Agregado policristalino de calcita que en microscopía óptica convencional se observa como un simple fenoblasto de calcita (Muestra JE119. Unidad de Punta Balandra. Ancho de la imagen 1062 μm . CPL). (b) microestructura cataclástica formada por clastos angulosos no luminiscentes rodeados de un cemento carbonatado luminiscente (Muestra JE119. Unidad de Punta Balandra. Ancho de la imagen 500 μm . CPL). (c) Fábrica cataclástica foliada caracterizada por bandas luminiscentes y no luminiscentes dispuestas paralelas a la foliación S_2 blastomilonítica (Muestra JE1062. Unidad de Santa Bárbara. Ancho de la imagen 1153 μm . PPL).

Figure 6. Microstructures observed in the marble and calc-schists by optical microscope (upper image) and by cold-cathodoluminescence (lower image). (a) Polycrystalline aggregated of calcite that is observed as a simple phenoblast under conventional optical microscope (Sample JE119. Punta Balandra unit. Width of view 1062 μm . CPL). (b) Cataclastic microstructure formed by angular casts of calcite non-luminescent bordered by carbonate-cement luminescent (Sample JE119. Punta Balandra unit. Width of view 500 μm . CPL). (c) Cataclastic-foliated fabric characterized by luminescent and non-luminescent bands disposed parallel to the blastomylonitic S_2 foliation (Sample JE1153. Santa Bárbara unit. Width of view 1062 μm . CPL).

que estas variaciones de $|\sigma_1 - \sigma_3|$ debieron producirse en relación con variaciones en la presión de fluidos (P_f) y caídas drásticas de la resistencia mecánica de los mármoles y calco-esquistos tras la cataclisis.

Orientación cristalográfica preferente

La orientación cristalográfica preferente (OCP) característica de las muestras se representa como figuras de proyección inversa (FPI) de la lineación de estiramiento (X_0) con respecto a las direcciones cristalográficas de la calcita. Además se ha proyectado el eje c $\langle 0001 \rangle$, los polos del plano de macla e $\{-1018\}$ y del

plano de clivaje r $\{10-14\}$ de los cristales de calcita indexados mediante EBSD en las fábricas tectónicas de los mármoles y calco-esquistos (Figura 7), con el objeto de facilitar la interpretación de las IPF.

Todas las OCPs muestran un patrón similar. Se caracterizan porque el eje c se orienta definiendo un máximo muy amplio y simple perpendicularmente al plano de foliación. Los polos de los planos de macla e muestran una orientación más débil pero similar, con un máximo perpendicular al plano de foliación. Los polos de los planos de clivaje r presentan una orientación preferente todavía más débil, que sólo en la muestra JE9096 parece definir una guirnalda cruzada orientada perpendicular al plano de foliación.

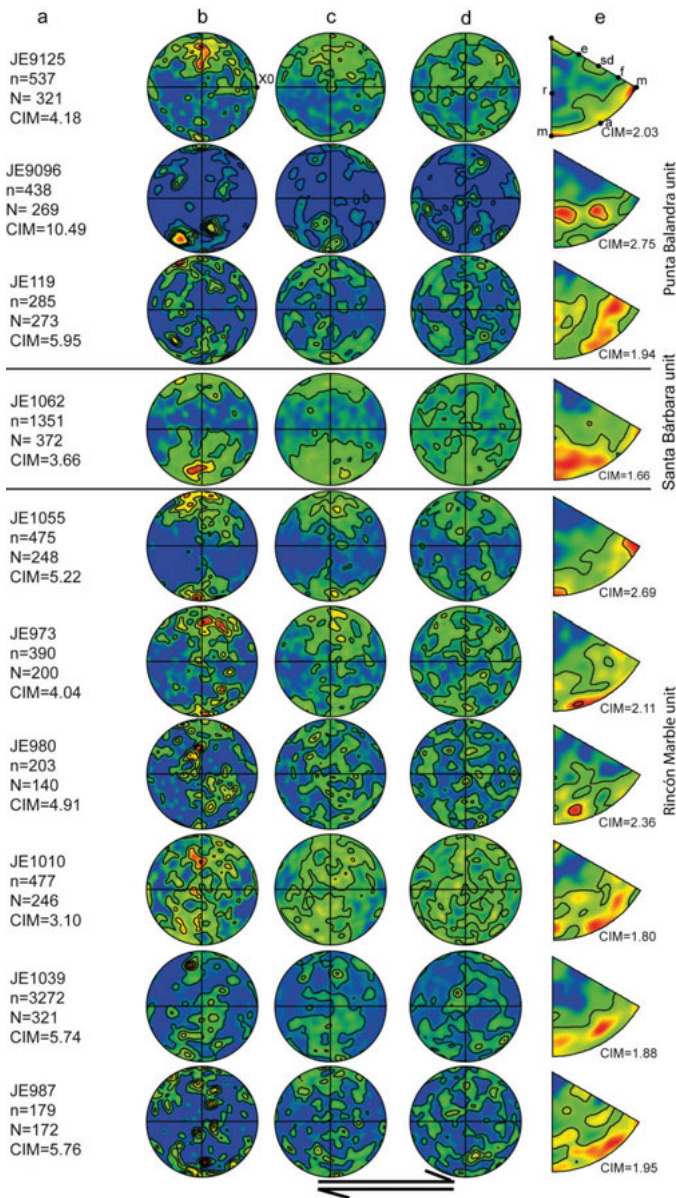


Figura 7. Proyección estereográfica polar de las orientaciones cristalográficas preferentes en los mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná. Proyección Equiareal. Hemisferio inferior. (a) La referencia de la muestras, número de puntos de análisis interceptados y resueltos (n), número de granos analizados por EBSD (N) e intensidad máxima en contornos regulares del 1% del total del área (CIM). (b) c <0001> ejes. (c) e {1018} polos de planos. (d) r {10-14} polos de clivaje. (e) Figura de proyección inversa de la dirección de cizalla. Todas las proyecciones indican un sentido de cizalla NNE dextro.

Figure 7. Pole figure for crystallographic preferred orientation of the marble and calc-schists of the Samaná complex. Equal area projection. Lower hemisphere (a) The sample reference, number of resolved spots by EBSD (n), number of grains analyzed by EBSD (N) and maxima intensity in regular contour lines 1% area (CIM). (b) c <0001> axis. (c) e {1018} plane poles. (d) r {10-14} cleavage pole. (e) All pole figures are indicated a NNE dextral sense of shear.

Las FPI indican que el eje *c* se orienta perpendicularmente a la dirección de cizalla X_0 , lo cual sugiere el dominio de deslizamiento a lo largo de los planos de macla *e* en la dirección <*a*>, frente a otros sistemas de deslizamiento y por lo tanto se pueden definir como fábricas de tipo-*c* (Wenk et al., 1973; Rutter et al., 1994; Fernández et al., 2004). Aunque otros autores (Schmid et al., 1987; Pieri et al., 2001a, b; Barnhoorn et al., 2004) han identificado también estos patrones de orientación cristalográfica en un régimen de mayor temperatura que produce recristalización dinámica por migración de bordes de grano, como ocurre en las microestructuras que se han observado en los mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná. Sin embargo, todas las OCPs definen patrones de baja intensidad y no registran variaciones con respecto a la intensidad de la deformación plástica que muestran las microestructuras. Tampoco los patrones de orientación muestran variaciones con respecto a las condiciones *P-T* en las que se desarrolló la fábrica tectónica en las distintas unidades del complejo de Samaná (Tabla 1; Figura 7).

Finalmente, como los calco-esquistos de la unidad de Santa Bárbara presentan con frecuencia intercalados *ribbons* de cuarzo, se ha analizado una OCP de cuarzo en la microestructura de la muestra JB9059 (Tabla1; Figura 2). El *ribbon* está formado por un agregado policristalino de granos poligonales de cuarzo con evidencias de deformación plástica por migración de bordes de grano, como son los bordes rectos en contacto con los cristales de mica (Figura 4c). La OCP de cuarzo de la Figura 8 muestra un patrón característico en el que los ejes *c* y los ejes *a* definen una guirnalda de círculo menor perpendicular al plano de foliación, indicando un régimen de flujo con una fuerte componente de aplastamiento y dominio del sistema de deslizamiento basal <*a*> frente al sistema de deslizamiento rómbico <*a*> (Lister et al., 1978). No obstante la asimetría de la guirnalda indica un sentido de cizalla dextro con desplazamiento de techo hacia el NNE que es consistente con otros indicadores cinemáticos en relación con D_2 (i.e: Figura 3d) y con la que muestran las OCPs de calcita. El ángulo de semi-apertura del círculo menor es <70° y sugiere indirectamente unas condiciones de *T* para el desarrollo de la fábrica de 550±50° C de acuerdo con las calibraciones de Kruhl (1996) y Law et al., (2004), aunque es un 20% superior a la determinada en la muestra por termo-barometría (Tabla 1). La alta intensidad de la orientación de cuarzo, con líneas de contorno de densidad > 10% areal, contrasta con la débil intensidad de las orientaciones de calcita y parece indicar que la deformación plástica del cuarzo se impuso originalmente sobre las venas de cuarzo

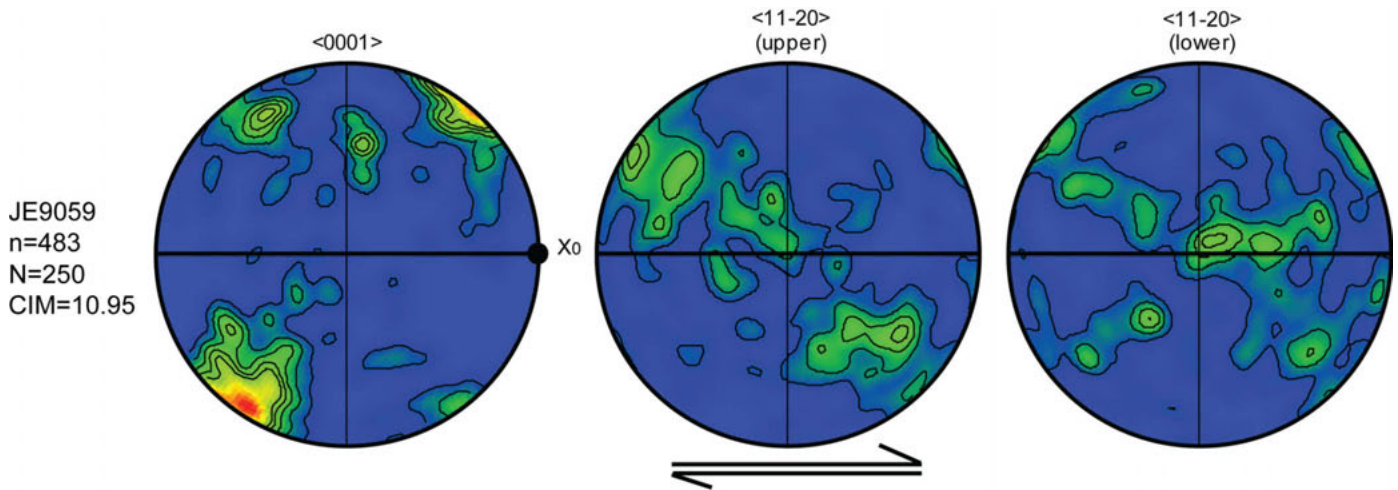


Figura 8. Calco-esquistos JE9059, unidad Punta Balandra. Proyección estereográfica polar de las orientaciones cristalográficas preferentes de ejes c $\langle 0001 \rangle$ y ejes a $\{11-20\}$ de cuarzo. Proyección Equiareal. Hemisferio Inferior. Se indica el número de puntos de análisis interceptados y resueltos (n), número de granos analizados por EBSD (N) e intensidad máxima en contornos regulares del 1% del total del área (CIM). La proyección está indicando un sentido de la cizalla NNE dextro.

Figure 8. Calc-schists JE9059, Punta Balandra unit. Pole figure for crystallographic preferred orientation of quartz c $\langle 0001 \rangle$ axis and a $\{11-20\}$ axis. Equal area projection. Lower hemisphere. Number of resolved spots by EBSD (n), number of grains analyzed by EBSD (N) and maxima intensity in regular contour lines 1% area (CIM) are indicated. The pole figure is indicated a NNE dextral sense of shear.

inyectadas en los calco-esquistos durante su deformación.

Distribución de tamaño de grano y parámetros de forma de la fábrica S_2

La distribución de los tamaños de grano y la forma de los granos en las rocas analizadas se ha realizado a partir de la delineación manual de los bordes de grano usando las imágenes de microscopía óptica. En otro artículo de este mismo volumen se presentan los resultados de la distribución de tamaños de grano en las microestructuras relictas cataclásticas realizado sobre las imágenes CL (Rodríguez *et al.*, 2017-en este volumen).

La microestructura de las fábricas tectónicas D_2 descritas se puede caracterizar por el tipo de distribución de tamaños de grano. La fracción de tamaño correspondiente a los cristales recrystalizados por migración de bordes de grano durante la deformación plástica que produjo la fábrica blasto-milonítica es identificable y se puede utilizar para hacer una estimación indirecta del paleoesfuerzo de fluencia, de acuerdo con el paleopiezómetro de calcita calibrado con trabajos experimentales y extrapolado a condiciones naturales (Rutter, 1995). Los datos de >14000 cristales de calcita delineados manualmente corresponden a 18 microestructuras de la fábrica tectónica

desarrolladas sobre calco-esquistos y mármoles pertenecientes a las tres unidades carbonatadas del complejo de Samaná (Tabla 1). El tamaño de grano se ha medido en radio equivalente (r_i). Siendo A_i y P_i el área y el perímetro del cristal de calcita. La pendiente negativa de la distribución bi-logarítmica frecuencia- r_i caracteriza la distribución de tamaños de grano. Esta distribución comprende los tamaños de grano desde la fracción de tamaño mayor hasta la moda. Por lo tanto las imágenes de microscopía óptica convencional tienen una resolución óptima para el rango de tamaños caracterizado (Figura 9b). Todas las distribuciones se ajustan a ecuaciones de tipo potencial y se caracterizan por la presencia de una ruptura de pendiente en los diagramas de distribución bi-logarítmicos frecuencia- r_i . La ruptura de pendiente se produce en un tamaño de radio equivalente concreto (r_k).

Los diagramas de tamaños de grano en muestras de Punta Balandra y Santa Bárbara presentan una distribución normal en un rango de tamaños similar (Figura 9a) e indican que la fábrica de forma D_2 se adquirió en las dos unidades bajo las mismas condiciones de deformación. Sin embargo las dos sub-unidades de los Mármoles del Rincón, la unidad inferior MR1 y la unidad media MR2 (Tabla 1; Figura 2) tienen un patrón de distribución diferente al que presentan las unidades de más alto grado. En los Mármoles del Rincón la distribución es bimodal y el rango de distribución de las fracciones de grano muestra un menor

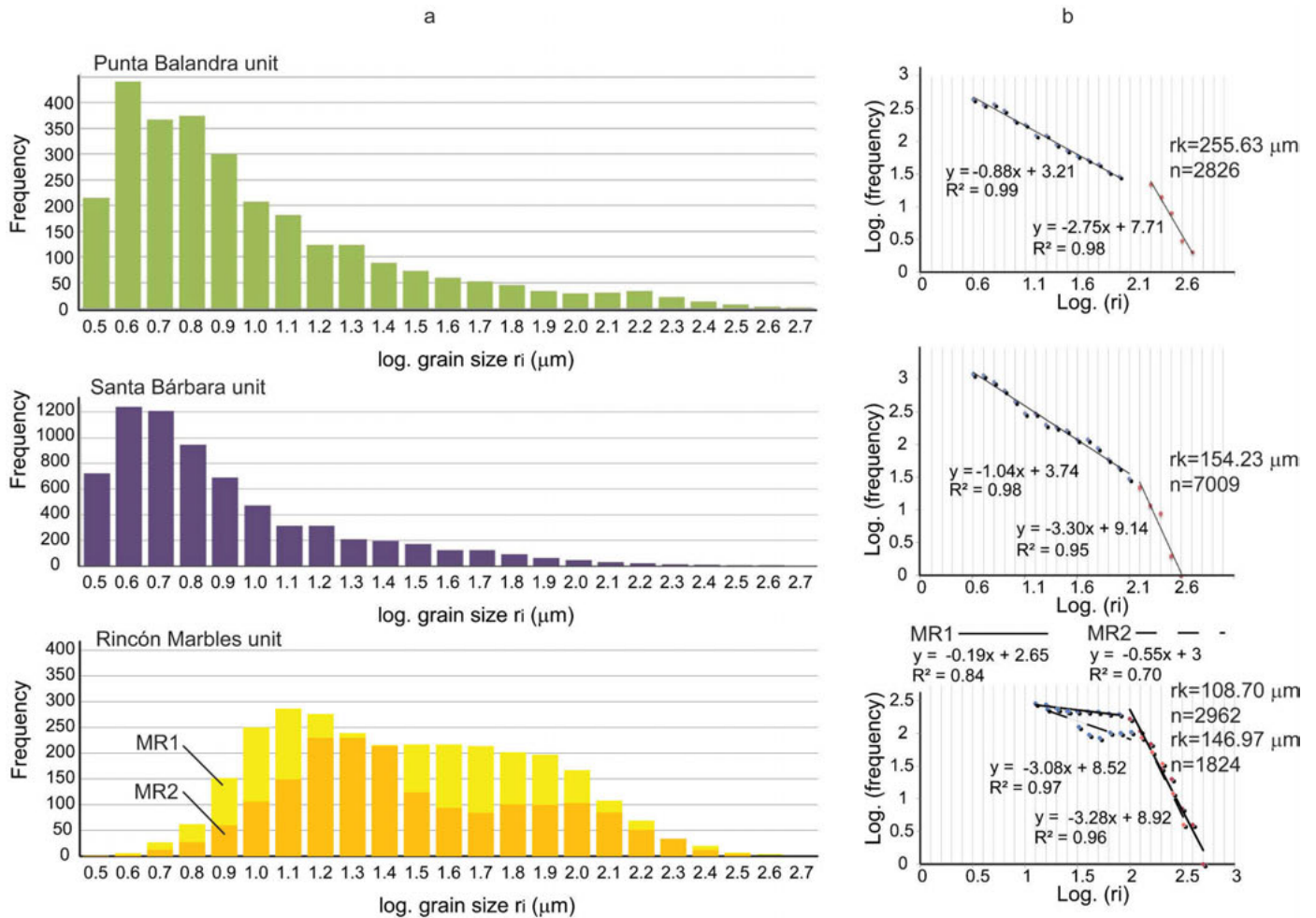


Figura 9. Diagramas de GSD de las muestras de mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná (ver Tabla I). (a) Histogramas de radio equivalente para el conjunto de muestras medidas en cada una de las tres unidades (>14000 granos). (b) Proyección log-log de frecuencia versus radio equivalente (20 bins por orden de magnitud).

Figure 9. GSD diagrams of the marble and calc-schists of the Samaná complex (see also Table 1). (a) Histogram of equivalent radii (>14000 grains). (b) Log-log plot of frequency versus equivalent radius (20 bins per order of magnitude).

refinamiento del tamaño de grano que en las unidades de más alto grado. El tamaño de grano donde se produce la ruptura de pendiente de los diagramas bi-logarítmicos aumenta progresivamente desde $r_k = 108$ y 146 en las sub-unidades MR1 y MR2 de los Mármoles del Rincón, hasta $r_k = 154$ en la unidad de Santa Bárbara y $r_k = 255$ en la unidad de Punta Balandra (Figura 9b). Esta tendencia evidencia el aumento progresivo de r_k conforme aumenta el grado metamórfico de la unidad exhumada, de manera que en la unidad de Punta Balandra el rango de tamaños $r_i > r_k$ es menor que en los Mármoles del Rincón (Figura 9b). La fracción de tamaños $r_i > r_k$ tiene una dimensión fractal (D) que varía entre 2,75 y 3,50 con coeficientes de determinación $R^2 > 0.95$ y está dentro del rango característico de las cataclitas carbonatadas (Billi,

2007), similar al de otras rocas cataclásticas (i.e. Turcotte, 1986; Blenkinsop, 1991; Keulen *et al.*, 2007). Sin embargo el ajuste de las fracciones de tamaños $r_i < r_k$ tiene una pendiente menor que produce valores de dimensión fractal D anómalamente bajos para tratarse de una distribución fractal, en torno a 1. Por lo tanto, el mecanismo de deformación que produjo estas distribuciones en las fracciones de tamaño de calcita $r_i < r_k$ debe ser escalo-dependiente y diferente de la fragmentación cataclástica en las fracciones de tamaño de calcita $r_i > r_k$.

La forma de los granos que configuran las microestructuras puede estar condicionada también por los mecanismos de deformación que las producen. Generalmente las fábricas cataclásticas presentan clastos de bordes angulosos. Las fábricas producidas

por *creep* de disolución-precipitación suelen producir bordes interpenetrados y redondeados. La deformación plástica produce un efecto en la irregularidad de los bordes de grano, aumentándola o disminuyéndola en función del mecanismo que esté operativo (i.e. Fernández *et al.*, 2005). Para establecer cómo el proceso de deformación afecta a las formas de los granos se ha analizado el parámetro de forma S de las calcitas, que cuantifica la irregularidad de borde de grano y presenta valores que van de 0 (extremadamente irregular) a 1 (grano esférico) (Fernández *et al.*, 2005). Para ello se han diferenciado tres poblaciones de grano que se reconocen en casi todas las distribuciones de las microestructuras analizadas (Figura 10; Tabla 1) y que se corresponden a la fracción de tamaño que caracteriza la población de los fenoblastos y fenoclastos deformados de calcita (*p.f.*), la población de cristales recristalizados por migración de borde de grano (*f.f.2*) y la población de cristales de calcita más fina (*f.f.1*). Las poblaciones de calcitas de mayor tamaño tienen unos valores de S que varían entre 0,42 y 0,57 (Figura 11). Como es lógico, la irregularidad de los bordes de grano disminuye conforme aumenta el tamaño de grano de la población analizada y este comportamiento produce un aumento de S (Fernández *et al.*, 2005). Así la población de granos recristalizados por migración de bordes de grano tiene una S que varía entre 0,63 y 0,67 y en la población de granos más fina $S > 0,7$. Se observa una mayor variación del parámetro S entre las fracciones *p.f.* y *f.f.2* en las fábricas- D_2 de los Mármoles del Rincón que en las fábricas- D_2 de las unidades de más alto grado. Además se observa que esta variación de S es similar en todas las fábricas- D_2 analizadas de los mármoles del Rincón, mientras que es menor en las fábricas- D_2 de las unidades de más alto grado (Figura 11).

Paleopiezometría

Los mármoles y los calco-esquistos presentan deformación por maclado mecánico y también deformación plástica intracristalina acomodada por procesos de recristalización dinámica. La incidencia de maclado puede ser utilizada para medir el esfuerzo máximo al que ha sido expuesto un mármol de porosidad baja o nula con una precisión de ± 30 MPa (Rowe y Rutter, 1990). Se ha medido la incidencia de maclado en función del tamaño de los cristales maclados y el paleoesfuerzo máximo obtenido en 18 muestras, cuyos resultados se presentan en la Tabla 1. El rango de los valores de esfuerzos máximos obtenido está ligeramente por encima de los valores habituales en los que se produce la transición frágil-dúctil (*p.ej.* Rutter

et al., 2007). El mayor refinamiento de los cristales maclados en los calco-esquistos de Punta Balandra y Santa Bárbara con respecto a las muestras de los Mármoles del Rincón (Figura 10) hace que las unidades más profundas se alcancen paleoesfuerzos máximos $|\sigma_1 - \sigma_3| > 350$ MPa, lo que indica que la resistencia mecánica en el canal de exhumación aumenta con la profundidad. Es decir, hemos encontrado una reología en el canal de exhumación está controlada por procesos friccionales (Byerlee, 1978).

Las fábricas blastomiloníticas descritas en los mármoles y calco-esquistos durante la deformación D_2 se caracterizan por presentar un refinamiento del tamaño en relación con la formación de nuevos cristales producidos generalmente por migración de borde de grano (Figura 4). Todos los mecanismos de deformación que operan en las rocas carbonatadas salvo la deformación por flujo cataclástico, son escalos-dependientes. Durante la deformación plástica de los mármoles y calco-esquistos, el tamaño de los cristales recristalizados depende del esfuerzo diferencial operativo, pero además el tamaño de recristalización está limitado por el esfuerzo diferencial máximo que opera durante la deformación por maclado mecánico. Los esfuerzos de fluencia bajo los que se produjeron las fábricas blastomiloníticas se calcularon de acuerdo con la calibración experimental para recristalización dinámica por migración de bordes de grano en calcita extrapolada a condiciones de deformación naturales (Rutter, 1995). El tamaño de grano recristalizado por migración de borde de grano se interpretó que corresponde al valor medio del diámetro de grano definido por la población de calcitas correspondiente al segundo pico de frecuencia de tamaño de grano (Figura 10). Esta población presenta una distribución normal, de manera que su desviación estándar permite acotar el error que se comete en la determinación del paleoesfuerzo de fluencia (Tabla 1). Los datos obtenidos indican un esfuerzo de fluencia anómalamente elevado. En la unidad de Punta Balandra la muestra JE9125 registra los valores más elevados con $|\sigma_1 - \sigma_3| = 187 \pm 63$ MPa. La muestra JE1062 de calco-esquistos de Santa Bárbara registran los valores más bajos $|\sigma_1 - \sigma_3| = 79 \pm 20$ MPa. En los Mármoles del Rincón los valores más frecuentes de $|\sigma_1 - \sigma_3|$ son ~ 125 MPa.

En los Esquistos de Santa Bárbara son frecuentes los calco-esquistos con venas de cuarzo budinadas. Para contrastar con los datos obtenidos en calcita se determinó el esfuerzo de fluencia para la recristalización dinámica de cuarzo en un *boudin* de cuarzo de la muestra JE9059 deformado durante el desarrollo de la foliación blasto-milonítica S_2 . Para ello, se utilizó la calibración experimental de Stipp y Tullis (2003), y se aplicó al tamaño de grano obtenido en la población

de distribución normal correspondiente también al segundo pico de la distribución de tamaños de grano. El valor obtenido de $|\sigma_1 - \sigma_3| = 30 \pm 15$ MPa es significativamente más bajo que los encontrados para la recr-

stalización dinámica de la calcita. Por lo tanto el esfuerzo de fluencia bajo el que se produjo deformación plástica en condiciones de estado estable estuvo definido en un rango $30 \text{ MPa} < |\sigma_1 - \sigma_3| < 150 \text{ MPa}$. Los valo-

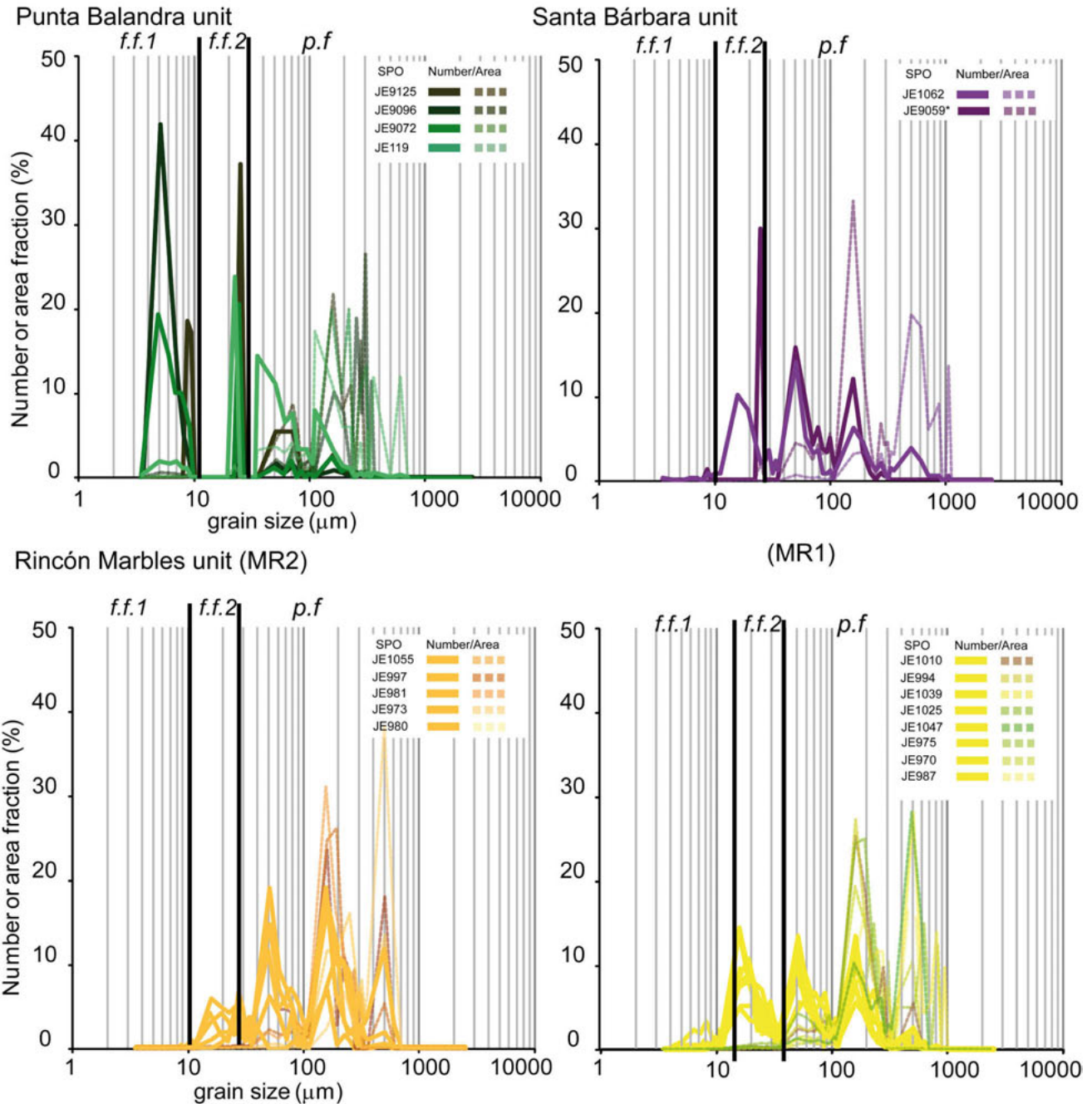


Figura 10. Diagramas de tamaños de grano mostrando la frecuencia de tamaño (línea continua) y el porcentaje de área (línea discontinua). Fracción de feonoblastos (p.f.), fracción de granos recrystalizados por migración de borde (f.f.2) y fracción de granos más fina (f.f.1). Muestras de Punta Balandra (línea verde), muestras de Santa Bárbara (línea púrpura) y muestras de Mármoles del Rincón (líneas amarillas).

Figure 10. Grain-size diagrams showing the size frequency (continuous line) and the area per cent (dashed line). Phenoblast fraction (p.f), grain boundary migration recrystallization fraction (f.f.2) and finer grain fraction (f.f.1). Punta Balandra samples (green line), Santa Bárbara samples (purple line), (Rincón Marble samples (yellow lines).

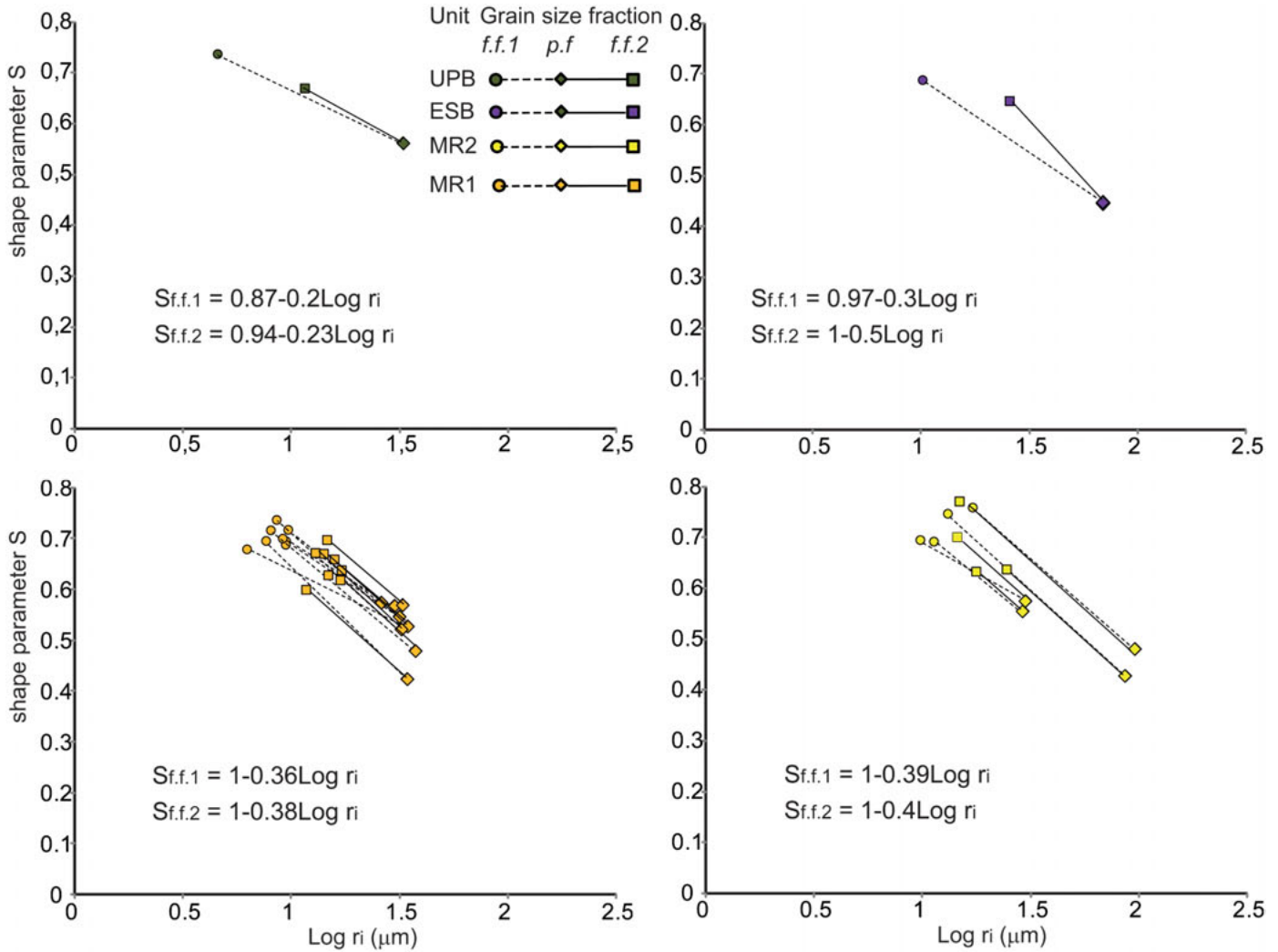


Figura 11. Diagramas de parámetro de forma S versus radio equivalente (r_i) para los valores medios de cada una de las fracciones de tamaño. Se muestran también los ajustes lineales entre la fracción de fenoblastos ($p.f.$) y las fracciones recrystalizadas ($f.f.2$) y finas ($f.f.1$). Unidad de Punta Balandra (UPB), unidad de Santa Bárbara (USB), unidades de Mármoles del Rincón (MR1 y MR2).

Figure 11. Shape parameter S -diagrams versus equivalent radii (r_i) showing the mean values of each grain-size fraction. The linear regressions of the phenoblast fraction versus the grain boundary migration recrystallization fraction ($f.f.2$) or finer grain fraction ($f.f.1$) are also shown.

res obtenidos en las muestras de los Mármoles del Rincón deben de representar, por tanto, paleoesfuerzos medios.

Discusión

La exhumación de terrenos de *HP/LT* está intrínsecamente ligada a la presencia de un "canal" de exhumación en zonas de subducción, incluso cuando el canal se deforma en condiciones próximas a la presión litostática (P). A pesar de que los recientes modelos termo-mecánicos de los procesos de con-

vergencia de placas (i.e., Burov *et al.*, 2014a, b) permiten reproducir el funcionamiento de estos canales de subducción y visualizar los procesos de exhumación en distintos escenarios tectónicos, de acuerdo con las características que muestran algunos márgenes convergentes de placa actuales, persiste la controversia acerca de si cada uno de estos escenarios tectónicos de convergencia puede crear mecanismos específicos de exhumación. En los últimos años también ha habido importantes avances experimentales en la mecánica de rocas, aunque la extrapolación de los datos experimentales a los procesos tectónicos a gran escala no resulta fácil. El control que la herencia

tectónica de los márgenes de placa convergentes produce en los procesos tectónicos que se activan es la principal dificultad, ya que está condicionada por características locales y regionales como son la litología, la estratificación reológica de la litosfera, su estructura termal, contenido en fluidos, reacciones metamórficas y tasas de deformación. En este trabajo se ha analizado la fábrica tectónica desarrollada durante la exhumación y acreción de unidades de *HP/LT* de la península de Samaná en el borde NE de la Isla Española. El complejo de Samaná está formado por secuencias metasedimentarias de rocas carbonatadas (Figura 2; Escuder-Viruete *et al.*, 2011b) y se acrecionó en el borde NE de la Isla Española como resultado de la subducción hacia el SW de la placa Norteamericana (Draper *et al.*, 1994). Los registros de paleoesfuerzos y deformación de la fábrica tectónica desarrollada por los mármoles y calco-esquistos durante la exhumación permiten discutir las características específicas de este proceso de colisión y considerar el papel mecánico que las plataformas carbonatadas subducidas pueden desempeñar en los canales durante la exhumación de terrenos en un sentido más general.

La fábrica tectónica S_2 y el modelo clásico de acreción

La fábrica tectónica desarrollada en los mármoles y calco-esquistos registra el proceso de exhumación desde condiciones de *P* y *T* próximas a los 2.0 GPa y los 500 °C. Las condiciones de *P* y *T* alcanzadas por el metamorfismo progrado M_1 de las unidades acrecionadas tienen una disposición inversa, es decir, las unidades cabalgantes registran un metamorfismo M_1 de más alto grado que las unidades cabalgadas (Figura 2; Tabla 1). Sin embargo durante el metamorfismo retrogrado M_2 la unidad de más alto grado, Punta Balandra, se exhumó y reequilibro hasta las condiciones M_1 de los Esquistos de Santa Bárbara a 1.6 GPa y 375 °C, y esta unidad a su vez se exhumó y equilibró hasta las condiciones M_1 de los Mármoles del Rincón con *P* y *T* de 1.2 GPa y 325 °C. Los registros *P-T-t* de estas tres unidades (Escuder-Viruete *et al.*, 2011a, c) permiten calcular una tasa de exhumación conjunta de $\Delta P \sim 110 \text{ MPaMa}^{-1}$ ($\sim 3\text{-}5 \text{ kmMa}^{-1}$) hasta alcanzar unas condiciones en facies de esquistos verdes con *P* y *T* de 0.6 GPa y 325° C. La estructura de superposición de las unidades es consistente con el clásico modelo cinemático de apilamiento de mantos por pliegues de propagación de falla (Jolivet *et al.*, 1994). Sin embargo este modelo de exhumación sólo es estable para condiciones de baja y media presión (*LP* o *MP*). Si es combinado con deformación por ciza-

lla simple en la zona de subducción podría ser funcional en los estadios finales de exhumación de terrenos de alta o ultra-alta presión (*HP* o *UHP*) desde profundidades máximas de 40 km. El resultado sería la exhumación de pequeños volúmenes de material de *HP/UHP* inmersos en una matriz parcialmente metamorfoseada en condiciones de *LP/MP* (Burov *et al.*, 2014a, b). Por lo tanto, este modelo de exhumación sólo encaja y justifica la deformación del complejo de Samaná desde el evento de deformación regional D_3 (Escuder-Viruete *et al.*, 2011b). El modelo tectónico evolutivo que proponen estos autores sobre la base de datos *P-T-t* precisos y teniendo en cuenta las características estructurales de los complejos exhumados a lo largo del margen N del arco caribeño (Escuder-Viruete *et al.*, 2013) es un modelo de colisión polifásico en el que la mélangé serpentinitica se habría originado en el canal de subducción intraoceánico durante la colisión arco-arco del Cretácico Superior, mientras que el complejo de Samaná representa el estadio de colisión posterior arco-continente entre el Paleoceno y el Oligoceno. Esta colisión polifásica es consistente con las edades de deformación del margen N caribeño (Blein *et al.*, 2003; Krebs *et al.*, 2008; Neill *et al.*, 2010; Rojas-Agramonte *et al.*, 2011; Escuder-Viruete *et al.*, 2011c) e indica que la colisión fue ligeramente oblicua, porque la deformación migró hacia el NE/ENE con el tiempo (Escuder-Viruete *et al.*, 2013). Las claves para entender el proceso de exhumación del complejo de Samaná, en el que se combinan las características del modelo clásico de Jolivet *et al.* (1994) con la deformación impuesta en el canal de subducción durante la exhumación (entre los estadios M_1 y M_2) está en el registro microtectónico de la foliación S_2 .

Efecto de los fluidos en los procesos de deformación

Las microestructuras de los mármoles y calco-esquistos muestran evidencias claras de fábricas relictas cataclásticas (Figura 6) sobre las que se superponen los efectos de procesos de disolución-precipitación (Figura 5) y deformación plástica intracristalina acomodada por recristalización por migración de bordes de grano (Figura 4). Estos mecanismos de deformación son incompatibles entre sí porque se activan en los mármoles y calco-esquistos a esfuerzos diferenciales y tasas de deformación diferentes (i.e. Rutter and Brodie 1992; Rybacki *et al.*, 2013). Por otro lado, la transición frágil-dúctil que caracteriza esta secuencia de mecanismos de deformación se produciría durante un metamorfismo decompresivo M_2 desde condiciones M_1 de *HP/LT* (Tabla 1). Aunque la formación de

zonas de cizalla retrógradas a menudo se nuclea en precursores frágiles con presencia de fluidos (i.e., Brander *et al.*, 2012; Pittarello *et al.*, 2012), en un estadio temprano de convergencia oceánica la caída drástica de la resistencia mecánica de los mármoles para producir cataclasis al comienzo de la exhumación requiere necesariamente una elevada presión de fluidos (P_f), de manera que el valor máximo de $|\sigma_1 - \sigma_3|$ en el que se produce la transición frágil-dúctil, se aproxime a la diferencia entre $P_r - P_f$. La presencia de fluidos fue también necesaria durante la eclogitización de las rocas del complejo de Samaná porque controló los procesos metamórficos en el canal de subducción durante al menos 25 Ma (Catlos and Sorensen, 2003). Por lo tanto, resulta probable que al inicio de la exhumación del complejo de *HP/LT* de Samaná la P_f fuera también elevada. Sin embargo, la escasez de inclusiones fluidas es una característica constante de los mármoles y calco-esquistos analizados, y cuando aparecen su tamaño es demasiado pequeño como para proporcionar datos *P-T* fiables. Algunas estimaciones indirectas han podido ser realizadas a partir de la modelización termodinámica de las reacciones desencadenadas entre las fases minerales durante el desarrollo de la foliación S_2 . El modelo termodinámico obtenido para un esquistos intercalado en la unidad de Punta Balandra, sugiere un porcentaje en peso de agua sobre roca total del 1.2 a 1.8% a $P=2$ GPa (Figura 12). Aunque este aporte extra de fluidos pueda parecer pequeño, si la P_f en el canal de subducción era elevada, los fluidos generados mediante las reacciones de deshidratación durante la eclogitización pudieron ser suficientes para desencadenar la cataclasis de los mármoles e iniciar el proceso de exhumación. Por otra parte, si los mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná pudieron almacenar y transportar agua durante el proceso cataclástico y la deformación por disolución-precipitación posterior ¿Por qué son tan escasas y pequeñas las inclusiones fluidas en estas litologías? Las microestructuras relacionadas con el *creep* de disolución-precipitación implican la presencia y actividad de fluidos a lo largo de las superficies de foliación S_2 en un estadio inmediatamente posterior al de la cataclasis. Además, las inclusiones fluidas de los mármoles formadas al comienzo del proceso de exhumación pudieron favorecer la localización y desarrollo de cizallas, como experimentalmente han demostrado Rybacki *et al.*, (2014). Resulta probable que el efecto de las inclusiones en los mármoles consistiera en: (1) reducir la resistencia mecánica de los mármoles y calco-esquistos favoreciendo la cataclasis; y (2) potenciar la localización y desarrollo de cizallas S_2 , de manera que la mayor parte de las inclusiones pudieron desaparecer duran-

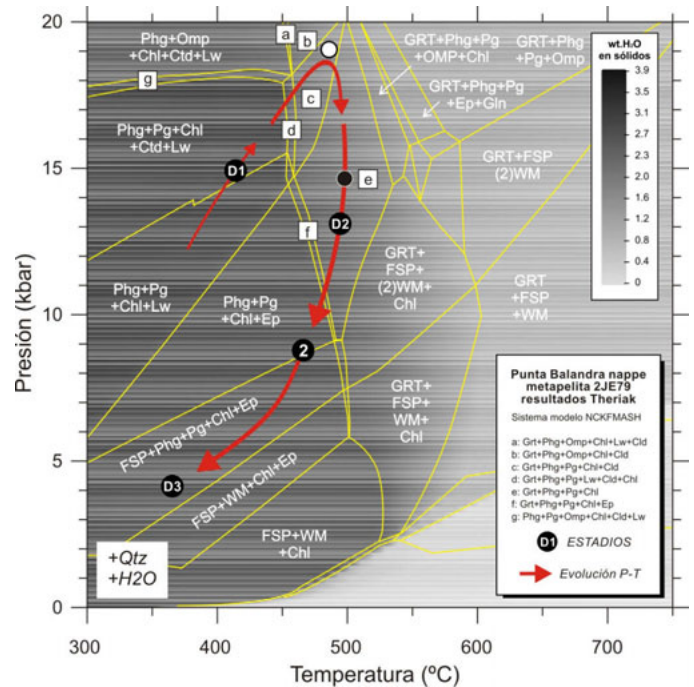


Figura 12. Diagrama de equilibrio de la muestra 2JE79. Una metapelite representativa de la unidad de Punta Balandra. El diagrama se obtuvo con el programa Theriak-Domino (De Capitani, 1994). Utiliza un modelo de roca total [SiO₂/Al₂O₃/FeO/MgO/CaO/Na₂O/K₂O=3.8:1.5:0.65:0.2:0.05:0.16:0.3], obtenido a partir de los datos composicionales (EMPA) y modales de las principales fases minerales y asume condiciones saturadas. El porcentaje en peso de H₂O contenido en los minerales se muestra en tonos de gris.

Figure 12. Equilibrium diagram of sample 2JE79. Representative metapelite of the Punta Balandra unit. The diagram was obtained using the software Theriak-Domino (De Capitani, 1994). The whole rock composition-model [SiO₂/Al₂O₃/FeO/MgO/CaO/Na₂O/K₂O=3.8:1.5:0.65:0.2:0.05:0.16:0.3] has been obtained from the compositional (EMPA) and modal-data of the main mineral phases and assumes saturated conditions. H₂O weight-percentage is shown in grey-scale.

te el desarrollo de la foliación y los fluidos emigrar a través de las superficies de foliación-disolución.

Evolución paleopiezométrica durante la exhumación

El descenso brusco de $|\sigma_1 - \sigma_3|$ tras cada pulso cataclástico en las rocas y la progresiva reducción mecánica del tamaño de grano condujo a la activación de procesos de disolución-precipitación en condiciones de alta presión (Figura 5; i.e., Wassmann and Stöckhert, 2013). Esta interpretación es consistente con las fábricas restíticas de la foliación S_2 , que sólo aparecen en las unidades más profundas, Punta Balandra y Santa Bárbara. De manera que ambos mecanismos debieron ser operativos hasta las condi-

ciones de equilibrio de los Mármoles del Rincón (Tabla 1) de manera que se igualaron las condiciones de P a ≈ 1.2 GPa mientras que la T se mantuvo en torno a los 450°C . Los elevados registros paleopiezométricos y la disminución de los registros paleopiezométricos desde las unidades más profundas durante el proceso de exhumación (Tabla 1) indican un contexto tectónico de exhumación forzada.

Si se asume que durante el *creep* de dislocaciones el tamaño de grano recristalizado es sólo función del esfuerzo (Austin and Evans, 2007), los datos indican que $|\sigma_1 - \sigma_3|$ aumentó desde 30 MPa, paleoesfuerzo caracterizado por la recristalización dinámica del cuarzo, hasta estabilizarse en torno a los 125 MPa, como sugieren los paleoesfuerzos determinados para la recristalización dinámica de la calcita (Tabla 1; Figura 6). Este aumento de $|\sigma_1 - \sigma_3|$ pudo propiciar la transición del *creep* de disolución-precipitación, al *creep* de dislocaciones y el desarrollo una CPO de tipo-*c* sobre fábricas tectónicas previas.

Esta interpretación es consistente con la baja orientación que muestran la orientación de los polos de macla *e* y que podría estar indicando que el maclado mecánico estuvo inhibido en las primeras OCPs por el fino tamaño de grano de las calcitas (i.e., Rutter *et al.*, 1994; Austin *et al.*, 2014). Las figuras de proyección inversa de calcita sugieren la actuación combinada de los sistemas de deslizamiento de *c+e* en la dirección $\langle a \rangle$ que podrían iniciarse durante el régimen de *creep* de dislocaciones por migración de bordes de grano. El $|\sigma_1 - \sigma_3|$ máximo $>350 \pm 31$ MPa, registrado por *J*, aproximadamente duplica al $|\sigma_1 - \sigma_3|$ de fluencia. De acuerdo con las temperaturas registradas y asumiendo una elevada presión de fluido, los paleoesfuerzos registrados por *J* aproximan las condiciones de deformación a la transición frágil-dúctil (i.e., Rutter *et al.*, 2007). Estos datos sugieren que la exhumación de todas las unidades del complejo de Samaná se produjo en unas condiciones de inestabilidad mecánica, próxima al límite de resistencia mecánica de los mármoles y en las que se pudo desencadenar más de un evento cataclástico. Además, los registros paleopiezométricos más elevados en las unidades exhumadas desde mayor profundidad que en los Mármoles del Rincón (Tabla 1), sugiere un comportamiento rígido en la base del arco volcánico en contacto con el canal de subducción (i.e., Mancktelow, 1995).

Conclusiones

Las principales conclusiones de este trabajo son:

- 1) La plataforma carbonatada subducida del mar-

gen N convergente Caribeño desempeñó un papel activo en el canal de subducción, condicionando la reología y por tanto el mecanismo de exhumación del complejo de HP/LT de Samaná.

2) Las evidencias de flujo cataclástico se observan en imágenes CL de las microestructuras S_2 . La distribución de tamaños de granos de las fracciones de calcita gruesa medidas en imágenes de microscopía óptica convencional presentan una dimensión fractal que varía entre $2,75 < D < 3,50$ y es consistente con los valores que habitualmente presentan las cataclasitas desarrolladas sobre rocas carbonatadas.

3) Las imágenes CL relacionan el flujo cataclástico con una foliación restítica formada por concentración de insolubles durante el *creep* de disolución-precipitación. La caída del $|\sigma_1 - \sigma_3|$ durante la cataclisis junto con la reducción del tamaño de grano y la presencia de fluidos, pudo generar unas condiciones adecuadas para que este mecanismo fuera operativo en condiciones de HP/LT.

4) Las fábricas de OCP de calcita de tipo *c+e* son débiles y similares en todas las unidades. Las microestructuras blastomiloníticas de los mármoles y calco-esquistos son las mejor preservadas en las fábricas tectónicas S_2 . Aunque la baja intensidad de las OCPs y la ausencia de diferencias entre ellas indica que su desarrollo tuvo lugar en las mismas condiciones para todas las unidades y estuvo condicionado por la deformación impuesta por los otros mecanismos de deformación que actuaron al comienzo del desarrollo de la fábrica tectónica S_2 .

5) Las microestructuras desarrolladas durante la exhumación de los mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná desde condiciones de HP/LT hasta la facies metamórfica de los esquistos evidencian los cambios en los mecanismos de deformación durante la exhumación. La fábrica tectónica S_2 que se desarrolló durante la exhumación comenzó a formarse por flujo cataclástico, al que le sucedió *creep* por disolución-precipitación y *creep* de dislocaciones.

6) Los altos registros paleopiezométricos de los $|\sigma_1 - \sigma_3|$ máximos y de fluencia indican que la exhumación de los mármoles y calco-esquistos del complejo de Samaná se produjo en unas condiciones próximas a su resistencia mecánica y parece indicar un control de procesos friccionales sobre el conjunto del canal de subducción durante el proceso de exhumación.

Agradecimientos

A Andrés Pérez-Estaún ideólogo y promotor de este trabajo en su comienzo, como de tantos otros, y motor anímico para su conclusión. La versión original

de este trabajo ha sido sensiblemente mejorada por los comentarios y el trabajo de revisión realizado por J. Aller y S. Llana-Fúnez. El trabajo ha sido financiado por los proyectos de investigación CGL2010-14890 y CGL2011-23628, auspiciados por el plan nacional I+D+i del Ministerio de Economía y Competitividad del Gobierno de España.

Referencias

- Austin, N.J. and Evans, B., 2007. Paleowattmeters: a scaling relation for dynamically recrystallized grain size. *Geology* 35, 343–346.
- Austin, N., Evans, B., Rybacki, E. and Dresen, G., 2014. Strength evolution and the development of crystallographic preferred orientation during deformation of two-phase marbles. *Tectonophysics* 631, 14–28.
- Barnhoorn, A., Bystricky, M., Burlini, L. and Kunze, K., 2004. The role of recrystallisation on the deformation behaviour of calcite rocks: large strain torsion experiments on Carrara marble. *Journal of Structural Geology* 26 (5), 885–903. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2003.11.024>.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Nguyen, M.H. and Lee, B., 2001. Himalayan tectonics explained by extrusion of a low-viscosity crustal channel coupled to focus surface denudation. *Nature* 414, 738–742.
- Beaumont, C., Jamieson, R.A., Butler, J.P. and Warren, C.J., 2009. Crustal structure: a key constraint on the mechanism of ultra-high-pressure rock exhumation. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 116–129.
- Bebout, G.E., 1991. Geometry and mechanics of fluid-flow at 15 to 45 km depth in an early Cretaceous accretionary complex. *Geophysical Research Letters* 18, 923–926.
- Bestmann, M., Kunze, K. and Matthews, A., 2000. Evolution of a calcite marble shear zone complex on Thassos Island, Greece: microstructural and textural fabrics and their kinematic significance. *Journal of Structural Geology* 22, 1789–1807.
- Blenkinsop T. G., 1991. Cataclasis and processes of particle size reduction. *Pure and Applied Geophysics* 136, 59–86.
- Billi, A., 2007. On the extent of size range and power law scaling for particles of natural carbonate fault cores. *Journal of Structural Geology* 29, 1512–1521.
- Blein, O., Guillot, S., Lapiere, H., Mercier de Lépinay, B., Lardeaux, J.M., Millan-Trujillo, G., Campos, M. and Garcia, A., 2003. Geochemistry of the Mabujina complex, central Cuba: implications on the Cuban Cretaceous arc rocks. *The Journal of Geology* 111, 89–110.
- Brander, L., Svahnberg, H. and Piazzolo, S., 2012. Brittle-plastic deformation in initially dry rocks at fluid-present conditions: transient behaviour of feldspar at mid-crustal levels. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 163, 403–425.
- Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and significance as stress-strain markers and indicators of tectonic regime: a review. *Journal of Structural Geology* 15, 351–368.
- Burov, E. and Yamato, Ph., 2008. Continental plate collision, P–T–t conditions and unstable vs. stable plate dynamics: insights from thermo-mechanical modelling. *Lithos* 103, 178–204.
- Burov, E., Francois, T., Agard, P., Le Pourhiet, L., Meyer, B., Tirel, C., Lebedev, S., Yamato, P. and Brun, J.-P., 2014a. Rheological and Geodynamic Controls on the Mechanisms of Subduction and HP/UHP Exhumation of Crustal Rocks during Continental Collision: Insights from Numerical Models. *Tectonophysics* 631, 212–250.
- Burov, E., Francois, T., Yamato, P. and Wolf, S., 2014b. Mechanisms of continental subduction and exhumation of HP and UHP rocks. *Gondwana Research* 25, 464–493. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2012.09.010>.
- Byerlee, J.D. (1978): Friction of rocks. *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–626.
- Catlos, E.J. and Sorensen, S.S., 2003. Phengite-based chronology of K- and Ba-rich fluid flow in two paleosubduction zones. *Science* 299, 92–95.
- Cloos, M., 1982. Flow mélanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California. *Geological Society of American. Bulletin* 93, 330–345.
- Cloos, M. and Shreve, R.L., 1988a. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction and subduction erosion at convergent plate margins: 1. Background and description. *Pure Applied Geophysics* 128, 455–500.
- Cloos, M. and Shreve, R.L., 1988b. Subduction-channel model of prism accretion, mélange formation, sediment subduction and subduction erosion at convergent plate margins: 2. Implications and discussion. *Pure Applied Geophysics* 128, 501–545.
- De Capitani, C., 1994. Gleichgewichts-Phasendiagramme: Theorie und Software. Beihefte zum Jahrestagung der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, *European Journal of Mineralogy* 72, 6–48.
- Draper, G. and Lewis, J.F., 1991. Geologic map of the Central Dominican Republic (1:150,000). In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J.F. (Eds.), *Geological and Tectonic Development of the North American-Caribbean Plate Boundary in Hispaniola*. Geological Society America Special Paper, vol. 262. Plates.
- Draper, G. and Nagle, F., 1991. Geology, structure and tectonic development of the Río San Juan Complex, northern Dominican Republic. In: Mann, P., Draper, G., Lewis, J. (Eds.), *Geologic and Tectonic Development of the North America-Caribbean Plate Boundary Zone in Hispaniola*. Geological Society America Special Paper, vol. 262, 77–95.
- Draper, G., Mann, P. and Lewis, J.F., 1994. Hispaniola. In: Donovan, S.K., Jackson, T.A. (Eds.), *Caribbean Geology: An introduction*. University of the West Indies Publishers Association, Kingston, Jamaica, 129–150.
- Escuder-Viruete, J. and Pérez-Estaún, A., 2006. Subduction-related P–T path for eclogites and garnet glaucophanites from the Samaná Peninsula basement complex, northern Hispaniola. *International Journal of Earth Sciences* 95, 995–1017.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Weis, D. and Friedman, R., 2009. Geochemical characteristics of the Río Verde

- Complex, Central Hispaniola: implications for the paleotectonic reconstruction of the Lower Cretaceous Caribbean island-arc. *Lithos* 114, 168-185.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Booth-Rea, G. and Valverde-Vaquero, P., 2011a. Tectonometamorphic evolution of the Samaná complex, northern Hispaniola: implications for the burial and exhumation of high-pressure rocks in a collisional accretionary wedge. *Lithos* 125, 190-210. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2011.02.006>.
- Escuder-Viruete, J., Pérez-Estaún, A., Gabites, J. and Suárez-Rodríguez, A., 2011b. Structural development of a high-pressure collisional accretionary wedge: the Samaná complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology* 33, 928-950. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2011.02.006>.
- Escuder-Viruete, J., Friedman, R., Castillo-Carrión, M., Jabites, J. and Pérez-Estaún, A., 2011c. Origin and significance of the ophiolitic high-P mélanges in the northern Caribbean convergent margin: insights from the geochemistry and large-scale structure of the Río San Juan metamorphic complex. *Lithos* 127, 483-504.
- Escuder-Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Rojas-Agramonte, Y., Gabites, J. and Pérez-Estaún, A., 2013. From intra-oceanic subduction to arc accretion and arc-continent collision: Insights from the structural evolution of the Río San Juan metamorphic complex, northern Hispaniola. *Journal of Structural Geology* 46, 34-56. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2012.10.008>.
- Ferrill, D.A., Morris, P.A., Evans, M.A., Burkhard, M., Groshong Jr. R. H. and Onasch, C.M., 2004. Calcite twinning morphology: a low-temperature deformation geothermometer. *Journal of Structural Geology* 26, 1521-1529.
- Fernández, F.J., Brown, D., Álvarez-Marrón, J., Prior, D.J. and Pérez-Estaún, A., 2004. Microstructure and lattice preferred orientation of calcite mylonites at the base of the southern Urals accretionary prism. *Journal of the Geological Society, London* 161, 67-79.
- Fernández F.J., Menéndez-Duarte, R., Aller, J. and Bastida, F., 2005. Application of geographical information system to shape-fabric analysis. In: *Microstructural evolution and physical properties in high-strain zones*. D. Bruhn and L. Burlini (Eds.), Geological Society of London Special Publications 245, 409-420.
- Fernández F.J., Rutter, E.H., Prior, D. and Gracia-Cuevas, C., 2011. Análisis e interpretación de fábricas tectónicas en rocas carbonatadas cálcicas. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 24 (1-2), 9-30.
- Gerya, T.V., Stoeckhert, B. and Perchuk, A.L., 2002. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel — a numerical simulation. *Tectonics* 21, 6-16-19.
- Guillot, S., Hattori, K.H., Agard, P., Schwartz, S. and Vidal, O., 2009. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review. In: Lallemand, S., Fuciniello, F. (Eds.), *Subduction Zone Geodynamics*. Springer, Berlin, 175-205.
- Hacker, B.R., Peacock, S.M., Abers, G.A. and Holloway, S.D., 2003. Subduction factory: 2. Are intermediate-depth earthquakes in subducting slabs linked to metamorphic dehydration reactions? *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 108, 20. <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001129> (NO. B1, 2030).
- Hattori, K.H., Guillot, S., Saumur, B.-M., Tubrett, M.N., Vidal, O. and Morfin, S., 2010. Corundum-bearing garnet peridotite from northern Dominican Republic: a metamorphic product of an arc cumulate in the Caribbean subduction zone. *Lithos* 114, 437-450.
- Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L.R., 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research* 73(18), 5855-5899.
- Jolivet, L., Daniel, J.M., Truffert, C. and Goffé, B., 1994. Exhumation of deep crustal metamorphic rocks and crustal extension in back-arc regions. *Lithos* 33, 3-30.
- Keulen, N., Heilbronner, R., Stünitz, H., Boullier, A.M. and Hisao, I., 2007. Grain size distributions of fault rocks: A comparison between experimentally and naturally deformed granitoids. *Journal of Structural Geology* 29, 1282-1300.
- Krebs, M., Maresch, W.V., Schertl, H.-P., Baumann, A., Draper, G., Idleman, B., Münker, C. and Trapp, E., 2008. The dynamics of intra-oceanic subduction zones: a direct comparison between fossil petrological evidence (Río San Juan Complex, Dominican Republic) and numerical simulation. *Lithos* 103, 106-137. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.09.003>.
- Krebs, M., Schertl, H.-P., Maresch, W.V. and Draper, G., 2011. Mass flow in serpentinite hosted subduction channels: P-T-t path patterns of metamorphic blocks in the Río San Juan mélange (Dominican Republic). *Journal of Asian Earth Sciences*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2011.01.011>.
- Kruhl, J.H., 1996. Prism- and basal-plane parallel subgrain boundaries in quartz: a microstructural geothermobarometer. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 581-589.
- Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif, Tibet. *Journal of the Geological Society, London* 161, 305-320.
- Lister, G.S., Paterson, M.S. and Hobbs, B.E., 1978. The simulation of fabric development in plastic deformation and its application to quartzite: the model. *Tectonophysics* 45 (2-3), 107-158.
- Mancktelow, N., 1995. Non lithostatic pressure during sediment subduction and the development and exhumation of high pressure metamorphic rocks. *Journal of Geophysical Research* 100, 571-583.
- Mann, P., Calais, E., Ruegg, J.C., De Mets, C., Jansma, P.E. and Mattioli, G.S., 2002. Oblique collision in the north-eastern Caribbean from GPS measurements and geological observations. *Tectonics* 21, 1057-1082.
- Neill, I., Gibbs, J.A., Hastie, A.R. and Kerr, A.C., 2010. Origin of the volcanic complexes of La Désirade, Lesser Antilles: implications for tectonic reconstruction of the Late Jurassic to Cretaceous Pacific-proto-Caribbean margin. *Lithos* 120, 407-420. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.026>.
- Ota, T. and Kaneko, Y., 2010. Blueschists, eclogites, and subduction zone tectonics: insights from a review of Late Miocene blueschists and eclogites, and related young high-pressure metamorphic rocks. *Gondwana Research* 18, 167-188.

- Peacock, S.M., 1990. Numerical-simulation of metamorphic pressure-temperature-time paths and fluid production in subducting slabs. *Tectonics* 9, 1197-1211.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction zones (overview). In: Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., Platt, J.P. (Eds.), *Subduction Top to Bottom*. American Geophysical Union, Washington, 119-134.
- Pindell, J.L. and Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In: James, K.H., Lorente, M.A., Pindell, J.L. (Eds.), *The Origin and Evolution of the Caribbean Plate*. Geological Society, London, Special Publications 328, 1-55.
- Pieri, M., Burlini, L., Kunze, K., Stretton, I. and Olgaard, D.L., 2001a. Rheological and microstructural evolution of Carrara Marble with high shear strain; results from high temperature torsion experiments. *Journal of Structural Geology* 23, 1393-1413.
- Pieri, M., Kunze, K., Burlini, L., Stretton, I. and Olgaard, D.L., 2001b. Texture development of calcite by deformation and dynamic recrystallization at 1000 K during torsion experiments of marble to large strains. *Tectonophysics* 330, 119-140.
- Pittarello, L., Pennacchioni, G. and Di Toro, G., 2012. Amphibolite-facies pseudotachylytes in Premosello metagabbro and felsic mylonites (Ivrea Zone, Italy). *Tectonophysics* 580, 43-57.
- Platt, J.P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119-133.
- Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*. Chapman and Hall, London, 413 pp.
- Ring, U., Brandon, M.T., Willet, S. and Lister, G.S., 1999. Exhumation processes. In: Ring, U., Brandon, M.T., Willet, S., Lister, G.S. (Eds.), *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Special Publication Geological Society, London, 154, 1-28.
- Rodríguez, I., Fernández, F.J., Escuder-Viruet, J., Pérez-Estaún, A., 2017. Cataclasis relicta en los mármoles de alta presión del complejo de Samaná. *Boletín Geológico y Minero*, 128(3), 569-586.
- Rojas-Agramonte, Y., Kröner, A., García-Casco, A., Somin, M., Iturralde-Vinent, M., Mattinson, J.M., Millán Trujillo, G., Sukar, K., Pérez Rodríguez, M., Carrasquilla, S., Wingate, M.T.D. and Liu, D.Y., 2011. Timing and evolution of Cretaceous island arc magmatism in central Cuba: implications for the history of arc systems in the northwestern Caribbean. *The Journal of Geology* 119, 619-640.
- Rowe, K.J. and Rutter, E.H., 1990. Palaeostress estimation using calcite twinning: experimental calibration and application to nature. *Journal of Structural Geology* 12, 1-17.
- Rutter, E.H., 1976. The kinetics of rocks deformation by pressure solution. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London A* 283, 203-219.
- Rutter, E.H., 1983. Pressure solution in nature, theory and experiment. *Journal of the Geological Society London* 140, 725-740.
- Rutter, E.H., 1995. Experimental study of the influence of stress, temperature, and strain on the dynamic recrystallization of Carrara marble. *Journal of Geophysical Research* 100(B12), 24.651-24.663.
- Rutter, E.H. and Brodie, K.H., 1992. Rheology of the lower crust. In: Fountain, D., Arculus, R., Kay, R. (Eds.), *Continental Lower Crust*. Elsevier, New York, 201-267.
- Rutter, E.H., Casey, M. and Burlini, L., 1994. Preferred Crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. *Journal of Structural Geology* 16 (10), 1431-1446.
- Rutter, E.H., Faulkner, D.R., Brodie, K.H.; Phillips, R.J. and Searle, M.P., 2007. Rock deformation processes in the Karakoram fault zone, Eastern Karakoram, Ladakh, NW India. *Journal of Structural Geology* 29, 1315-1326.
- Rybacki, E., Evans, B., Janssen, C., Wirth, R. and Dresen, G., 2013. Influence of stress, temperature and strain on calcite twins constrained by deformation experiments. *Tectonophysics* 601, 20-36.
- Rybacki, E., Morales, L.F.G., Naumann, M. and Dresen, G., 2014. Strain localization during high temperature creep of marble: The effect of inclusions. *Tectonophysics* 634, 182-197. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.07.032>.
- Schmid, S.M., Panozzo, R. and Bauer, S., 1987. Simple shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. *Journal of Structural Geology* 9, 747-778.
- Spiers, C.J. 1982. *The development of deformation textures in calcite rocks*. Unpublished Ph. D. Thesis, University of London.
- Stipp, M. and Tullis, J., 2003. The recrystallized size piezometer for quartz. *Geophysical Research Letters* 30, 21, 2088. doi:10.1029/2003GL018444.
- Turcotte, D., 1986. Fractals and Fragmentation. *Journal of Geophysical Research*, 91(B2), 1921-1926.
- Ulrich S., Schulmann, K. and Casey, M., 2002. Microstructural evolution and rheological behavior of marbles deformed at different crustal levels. *Journal of Structural Geology* 24, 979-995.
- Van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2011. Subduction Factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 116, B01401.
- Wada, I., Behn, M.D., Shaw, A.M., 2012. Effects of heterogeneous hydration in the incoming plate, slab rehydration, and mantle wedge hydration on slab-derived H₂O flux in subduction zones. *Earth Planetary Science Letters* 353, 60-71.
- Wassmann, S. and Stöckhert, B., 2013. Rheology of the plate interface-Dissolution precipitation creep in high pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics* 608, 1-29.
- Wenk, R.H., Wenk, C.W., Baker, D.W. and Turner, F.J., 1973. Preferred orientation in experimentally deformed limestone. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 38, 81-114.

Recibido: marzo 2015

Revisado: julio 2015

Acceptado: agosto 2015

Publicado: septiembre 2017