

Estudio geológico de la falla de Vivero y estructuras asociadas en la región de Guntín (Lugo, NO de la Península Ibérica)

LÓPEZ-SÁNCHEZ, M. A.

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Jesús Arias de Velasco s/n. 33005. Oviedo.
Equipo CONSOLIDER "Topo-Iberia". Correspondencia: malopez@geol.uniovi.es*

Resumen: En los alrededores de Guntín (Lugo), la falla de Vivero comporta una zona de cizalla de más de 2 km de anchura, en la que los criterios cinemáticos relacionados con los diferentes tipos de estructuras indican invariablemente un movimiento de bloque de techo hacia el O. La deformación se manifiesta de modo diferente en las rocas de los bloques inferior y superior, los cuales se encuentran separados por una falla frágil (la falla de Vivero s. str.). En el primero (domo de Lugo), las rocas muestran una foliación milonítica paralela al trazado de la falla de Vivero, desarrollándose esencialmente en condiciones de la facies de los esquistos verdes. En el bloque superior se observan diferentes tipos de estructuras (foliaciones tectónicas con buzamientos bajos, pliegues, clivajes secundarios de tipo C', boudins, etc.) que permiten establecer dos etapas de deformación. La primera se relaciona con la formación de un bandeado tectónico muy penetrativo, caracterizado por la actuación de mecanismos de deformación plástica intracristalina y disolución por presión en el cuarzo. Durante la segunda, se desarrollan fallas frágiles que cortan a las estructuras anteriores y que presentan un clivaje de crenulación asociado con un desarrollo variable en cuya formación no intervienen mecanismos de plasticidad intracristalina. Además, este clivaje es de plano axial de pliegues con vergencias hacia el O. Desde el punto de vista metamórfico, destaca la existencia en el bloque superior de rocas con porfiroblastos de andalucita pseudomorfizados por agregados de micas y cianita que se disponen en franjas paralelas a la zona de cizalla entre rocas con metamorfismo regional convencional y que no están relacionadas con el emplazamiento de granitos en el bloque superior. Los eventos de calentamiento en estas rocas se relacionan con el calor aportado por el bloque inferior y el emplazamiento de granitos en el mismo durante la extensión y exhumación del domo de Lugo. La presencia de cianita parece indicar la existencia de fuentes de calor puntuales (intrusiones graníticas) y/o el alejamiento de algunas rocas del bloque superior con respecto al domo de Lugo durante el movimiento de la zona de cizalla. Finalmente, de la superposición de estructuras de naturaleza frágil sobre fábricas de naturaleza dúctil en el bloque inferior, junto con otros datos disponibles sobre el domo de Lugo tales como su evolución metamórfica, las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de enfriamiento y la edad de cristalización U/Pb del plutón de la Tojiza, se infiere una relación entre el desarrollo de la falla de Vivero y su zona de cizalla asociada y el levantamiento y exhumación del domo de Lugo.

Palabras clave: Orógeno Varisco, Guntín, falla de Vivero, zona de cizalla, Antiforme del Olló de Sapo, domo de Lugo.

Abstract: The Viveiro fault involves a complex zone more than 2 km thick of shear deformation in the region of Guntín (Lugo). The kinematical criteria related to the different structures show unequivocally a top-to-the-west motion. The deformation shows different styles in the footwall and the hangingwall, which are separated by a brittle fault (the Viveiro fault s. str.). In the former (Lugo dome), the rocks show a mylonitic foliation mainly developed after a peak metamorphic conditions

into the greenschist metamorphic facies that arranges parallel to the Vivero fault. In the hanging-wall, different types of structures (tectonic foliations with low dips, folds, C^o type shear band cleavages, boudins, etc.) allow to establish two deformation phases. A pervasive tectonic banding characterized by quartz ductile behaviour (intracrystalline plasticity mechanism) and pressure solution was developed during the first. The second phase is characterized by the development of brittle faults which cut the previous structures and shows an associated axial planar non-pervasive crenulation cleavage of west-facing folds in which formation doesn't involve intracrystalline plasticity mechanisms. From the metamorphic point of view, there are rocks in the hangingwall with andalusite porphyroblasts pseudomorphosed by mica and kyanite aggregates arranged in elongated strips parallel to the shear zone between rocks with simple regional metamorphism. These rocks are not related to granite emplacements into the hangingwall, but to heating events related to the transferred heat from the footwall and the granite emplacements in this one during the extension and unroofing of Lugo dome. The appearance of kyanite seems to indicate the existence of isolated heat sources (granitoid intrusions) and/or something rocks of the hangingwall moved away from the Lugo dome during the shear zone movement. Finally, the overprint relation of brittle structures over the ductile fabrics in the footwall is related to other Lugo dome available data, such as its metamorphic evolution, the ⁴⁰Ar/³⁹Ar cooling ages and the U/Pb crystallization age of the Tojiza pluton, to infer a relation between the Vivero fault and its related shear zone and the uplift and unroofing of the Lugo dome.

Key words: Variscan belt, Guntín, Vivero fault, shear zone, Ollo de Sapo Antiform, Lugo dome.

En el cinturón orogénico varisco del NO de la península Ibérica existe una importante zona de cizalla dúctil extensional con un falla frágil asociada de al menos 140 km de longitud, la falla de Vivero (Parga Pondal et al. 1967; Matte 1968), que separa dos dominios paleogeográficos diferentes (Fig. 1) y presenta una estructura interna compleja. Este accidente tectónico ha sido citado en numerosos trabajos hasta la actualidad, existiendo un consenso general con respecto a la mayoría de los aspectos geométricos y, en menor medida, sobre su interpretación. Así, en el aspecto temporal, el movimiento de la falla de Vivero ha sido interpretado como: i) contemporáneo con el acortamiento cortical producido por la orogénia varisca en diferentes momentos (p. ej. Martínez-Catalán, 1985; Aranguren y Tubía, 1992; Bastida et al., 1993; Fernández-Suárez et al., 2000); ii) nucleada en los estadios tardíos de la última fase de plegamiento, mientras que los últimos movimientos son posteriores al acortamiento (Martínez et al., 1996; Reche et al., 1998a y b); iii) separando en el tiempo la zona de cizalla dúctil asociada, que consideran contemporánea al movimiento del Manto de Mondoñedo, de la falla frágil de Vivero, que consideran que se movió posteriormente al cese de la orogénia varisca (Martínez-Catalán et al., 2003); iv) como una falla de colapso extensional del orógeno varisco posterior al acortamiento (Aranguren et al., 2003). En la última década, se han publicado varios trabajos (Reche et al. 1998a y b; Martínez et al. 2001) sobre el metamorfismo de las rocas afectadas por la zona de cizalla asociada a la Falla de Vivero; en ellos se puede constatar que las rocas del bloque superior muestran un metamorfismo

complejo difícil de explicar mediante un modelo tectónico sencillo.

El objeto de este trabajo es la revisión de la estratigrafía, la estructura y el metamorfismo del bloque superior afectado por la zona de cizalla asociada a la Falla de Vivero en el área de Guntín, partiendo de la realización de una cartografía geológica de calidad. Para la realización de la cartografía geológica se han utilizado mapas topográficos de base a escala 1:25.000. Puntualmente, donde la geología así lo requiera, se han utilizado mapas topográficos de escalas mayores (entre 1:5.000 y 1:15.000), junto con fotografía aérea ortorrectificada. En el análisis estructural se ha seguido el protocolo establecido en los manuales modernos de geología estructural (p. ej., Ramsay y Huber, 1983 y 1987; Passchier y Trouw, 2005).

Para la nomenclatura de las rocas metamórficas se ha seguido las indicaciones de Winter (2001) y en el caso de rocas de falla se seguirá la clasificación de Sibson (1977) modificada por Scholz (1990). Para la nomenclatura de los minerales se ha utilizado la simbología propuesta por Kretz (1983).

Situación geográfica

La región estudiada se sitúa en el NO de la Península Ibérica y se enmarca dentro de la hoja nº 97 (Guntín) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000. Desde el punto de vista del relieve, esta zona se encuadra dentro

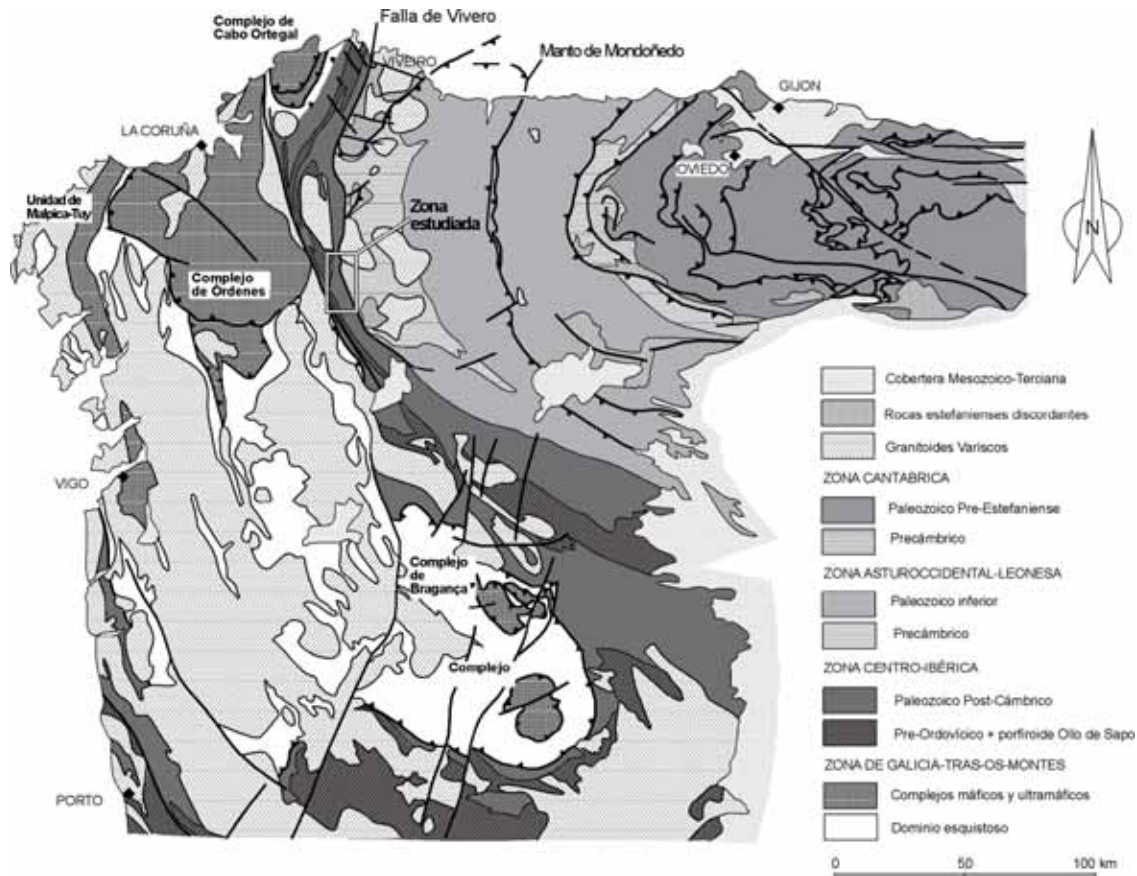


Figura 1. Situación del área estudiada en el mapa de las unidades tectonoestratigráficas del noroeste de la Península Ibérica (basado en Julivert et al., 1974 y Farias et al., 1987).

de “A Terra Chá”, en un nivel aplanado superior a 700 m de altitud que pasa por las localidades de Meira, Rebordaos, Antas de Ulla, Paldas de Rei, Monterroso y Chantada. De todas formas, tomando como referencia la cuenca del río Miño, aguas abajo de Lugo el relieve comienza a cambiar y a combinarse áreas aplanadas con pequeños montes y depresiones debido a la aparición de pequeñas cuencas de ríos que son afluentes del Miño (ej. Ferreira, Neira y Tordea). En el área de Guntín el relieve está muy marcado por la cuenca del río Ferreira y, en parte, por la erosión diferencial del basamento varisco en la zona (Fig. 2). Así, pueden observarse alineaciones montañosas con direcciones N-S y NO-SE siguiendo las estructuras variscas como, por ejemplo, las cuarcitas culminantes del Ordovícico Inferior. Las mayores altitudes de la zona se encuentran en la parte nororiental del mapa, en la que aflora el leucogranito de Hombreiro, donde varios picos superan los 700 m, mientras que las más bajas, de 375 m, se encuentran en la parte suroriental dentro de la cuenca del río Ferreira.

Antecedentes geológicos y situación de la zona en el contexto regional

Aunque la zona de Guntín ya fue citada en la Descripción Geognóstica del Reino de Galicia (Schulz, 1835), el primer trabajo que hace una aportación relevante y concreta a la misma es el de Hernández Sampelayo (1935), en el cual se describe muy sintéticamente la estructura de la zona y se considera una parte de las pizarras de Guntín como silúricas por analogía con las pizarras carbonosas silúricas de otras zonas, aunque sin tener dicha asignación probada. Es en el trabajo de Parga Pondal y Gómez de Llanera (1963) donde por primera vez se citan yacimientos de fósiles (crinoideos, braquiópodos, graptolites y quizás bivalvos) en las pizarras de los alrededores de Guntín, asignándoles una edad Ludlow inferior. Posteriormente, Romariz (1969) cita diversos yacimientos en esquistos negros ampelíticos de Guntín, que considera de edad Wenlock.

También cabe mencionar algunos trabajos que, aunque de carácter más general, aportaron el sustrato geológico sobre el que se desarrollarían trabajos posteriores. Destacan entre ellos: el mapa petrográfico-estructural de Galicia de Parga Pondal (1963) y su posterior revisión en 1967, que supuso un gran avance en cuanto a la ubica-

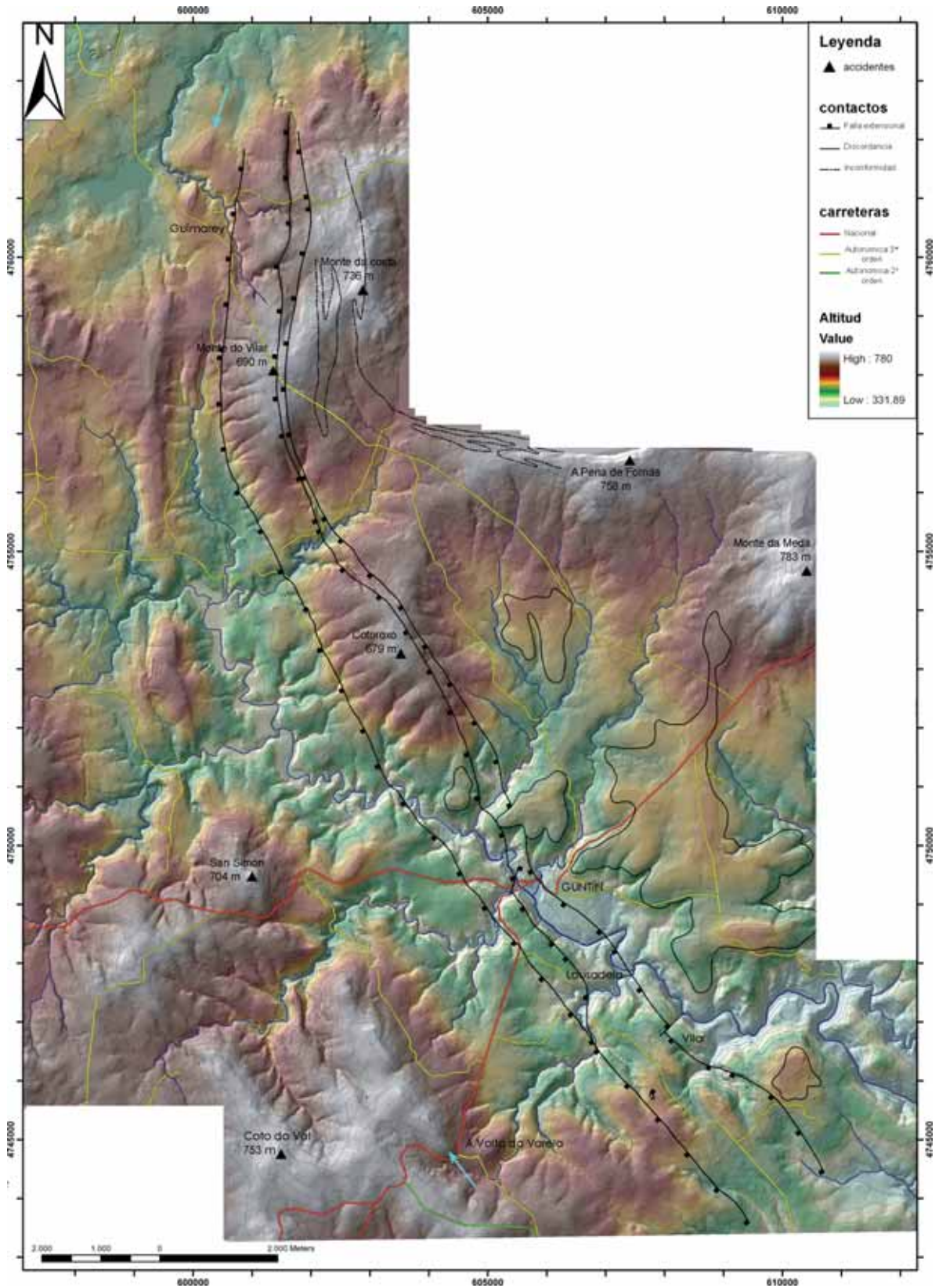


Figura 2. Modelo digital del terreno de la zona estudiada. Las flechas azules indican la alineación producida por la erosión diferencial de las cuarcitas culminantes del ordovícico inferior.

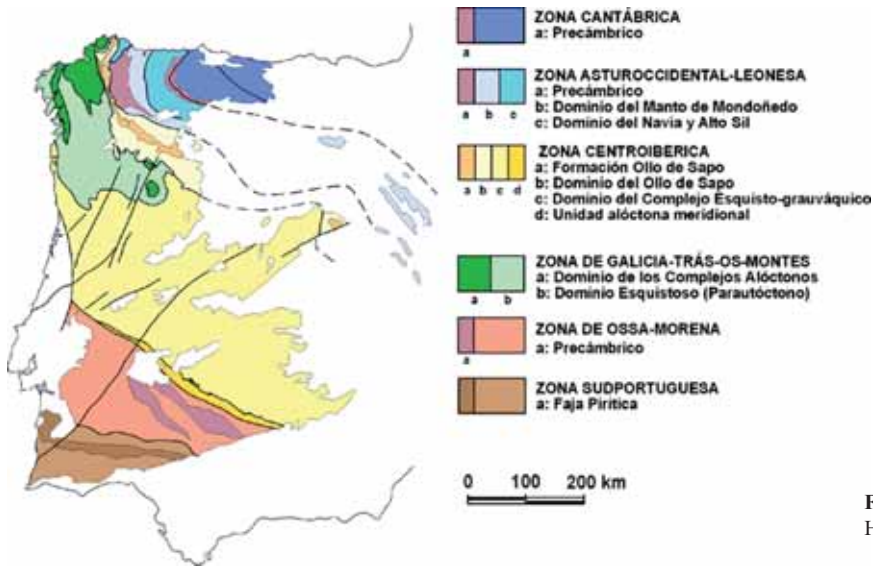


Figura 3. División en zonas del Macizo Hespérico (tomada de Farias et al., 1987)

ción geológico-regional de la zona de Guntín; el trabajo de Matte (1968), en el que se sintetiza la estructura general del Antiforme de Olla de Sapo, incluyéndola en el dominio de los pliegues acostados y replegados y se definen dos fases de deformación principales; y, por último, el estudio del metamorfismo realizado por Capdevila (1969), que establece las bases sobre las que se desarrollan posteriormente los trabajos sobre esta materia.

Casi todos los trabajos anteriores a la década de los setenta que se refieren concretamente a la zona de Guntín estaban encaminados al establecimiento de la sucesión estratigráfica. La primera cartografía detallada de la zona se debe a Abril Hurtado y Pliego Dones (1976), que realizan un mapa geológico a escala 1:50.000 y aportan nuevos hallazgos de fauna silúrica en las ampelitas y también precisiones sobre la estructura y el metamorfismo. Asimismo, cabe destacar la publicación del mapa a escala 1:200.000 de la Hoja de Lugo, por González Lodeiro et al. (1981). La realización de este mapa, basado en las cartografías previas a escala 1:50.000 del proyecto MAGNA, propició una revisión sistemática y selectiva de las cartografías anteriores y ayudó a sintetizar y exponer todos los conocimientos geológicos de dicha zona.

La zona estudiada se enmarca dentro de la Zona Centro-Ibérica (ZCI) del Macizo Ibérico (Julivert et al., 1972) y dentro de ésta, en el Dominio del Olla de Sapo (DOS) (Farias et al., 1987) (Fig. 3), el cual está caracterizado por la existencia de gneises glandulares de edad ordovícica denominados "Olla de Sapo" (Parga Pondal, 1960; Riemer, 1963; Capdevila et al., 1964; Parga Pondal et al., 1964; Barrera et al., 1989; Ortega et al., 1996), granitos

sintectónicos y áreas con metamorfismo regional de alto grado. Este dominio está limitado en su parte septentrional (provincia de Lugo) por dos accidentes tectónicos: la falla de Valdoviño (Iglesias y Choukroune, 1980) al O y la falla de Vivero (Parga Pondal et al., 1967; Matte, 1968) al E.

Desde el punto de vista geológico, el área de Guntín se sitúa en la antiguamente denominada Gran Banda de Pizarras Carbonosas (Hernández Sampelayo, 1935; Parga Pondal, 1960), que constituye un estrecho sinforme en cuyo núcleo afloran materiales silúricos. Por el O se encuentra la falla de Vivero, que separa dos dominios tectono-estratigráficos diferentes, el DOS y la Zona Asturoccidental-Leonesa (ZAOL) (Lotze, 1945; Julivert et al., 1972).

La parte septentrional del DOS se caracteriza por presentar una secuencia metasedimentaria preorogénica esencialmente siliciclástica que abarca desde el Ordovícico al Silúrico. La ZAOL, en cambio, presenta una potente secuencia de rocas siliciclásticas (más de 11.000 m) de edad cambro-ordovícica que se apoyan discordantemente sobre rocas precámbricas; por encima se sitúan los niveles silúricos y localmente puede alcanzarse la base del Devónico. En general, tanto en la ZAOL como en el DOS, los materiales silúricos muestran una gran uniformidad (pizarras negras carbonosas, en general) y espesores más bien reducidos (de unos pocos centenares de metros).

La secuencia en la parte septentrional del DOS comienza con un conjunto de gneises de origen volcánico ácido, lavas (riodacitas), tuffs y rocas subvolcánicas definidas como Formación Olla de Sapo cuya edad de formación

es básicamente Tremadociense (Valverde-Vaquero y Dunning, 2000; Montero et al., 2007; Bea et al., 2007). Este conjunto volcanodetrítico no existe en la ZAOL y supone la mayor diferencia desde el punto de vista de la litoestratigrafía entre los dos dominios.

La estructura del DOS en su parte septentrional se caracteriza por la sucesión de dos etapas principales de deformación (D_1 y D_2) ya definidas por Matte (1968). Las estructuras D_1 consisten en grandes pliegues isoclinales o asimétricos vergentes al E que se relacionan con una foliación tectónica de plano axial (S_1). Estas estructuras se encuentran replegadas por pliegues subverticales D_2 , relacionados con un clivaje de crenulación espaciada subvertical (S_2). Ambos sistemas de pliegues son coaxiales, de modo que su interferencia da lugar a modelos del tipo 3 de Ramsay (1967). La foliación regional dominante es a veces la S_1 , pero con frecuencia la foliación S_2 llega a transponer completamente la S_1 . Así, por ejemplo, Bastida et al. (1993) y Aller y Bastida (1996) consideran que la mayoría de pliegues dibujados por la cuarcita culminante del Ordovícico Inferior en la zona más septentrional del Antiforme de Olló de Sapo son de segunda generación. En las cercanías de la falla de Vivero existen pequeños pliegues asimétricos generalmente no cilíndricos de plano axial subhorizontal y vergencia hacia el O con ejes subparalelos a la dirección de la falla (Martínez et al., 1996). Estos pliegues se encuentran asociados a una foliación que presenta un desarrollo variable, desde una fábrica débil asociada a pliegues kink en zonas de baja deformación, a un clivaje de crenulación desarrollado o un bandeo tectónico que oblitera casi completamente las fábricas anteriores en las zonas de alta deformación.

En la ZAOL, en cambio, se ha establecido una fase más de deformación situada temporalmente entre las dos arriba descritas (Marcos, 1973) y que se caracteriza por el desarrollo de cabalgamientos con transporte tectónico hacia el E que llevan asociadas zonas de cizalla localizadas de amplitud variable (Marcos, 1973; Bastida y Pulgar, 1978; Martínez-Catalán, 1985; Aller y Bastida, 1993). Observando en conjunto el DOS y la ZAOL, habría que considerar tres fases de deformación, de modo que la D_2 del DOS es equivalente a la D_3 de la ZAOL, ya que en la zona septentrional del DOS los cabalgamientos con transporte hacia el E y zonas de cizalla asociadas no se manifiestan.

Tanto en el DOS como en la ZAOL existe un metamorfismo sinorogénico de tipo regional y un plutono-metamorfismo. Este metamorfismo se caracteriza por una distribución de las isogradas en bandas alargadas paralelas a la dirección de las estructuras mayores (Martínez y

Rolet, 1988). Es un metamorfismo plurifacial y polifásico en el que se diferencian dos eventos que son comunes a las dos zonas: el primer evento (M_1) representa un metamorfismo regional sincinemático relacionado con el engrosamiento cortical durante la colisión varisca, con secuencias de tipo bárico intermedio; mientras que el segundo evento (M_2) se da tardíamente con relación a la fase de acortamiento, es de relativa baja presión y se caracteriza por asociaciones minerales con presencia de andalucita y sillimanita. Este evento está relacionado con el emplazamiento de magmas graníticos sintectónicos. La naturaleza y características generales de este metamorfismo han sido tratados en los trabajos de Capdevila (1969), Bastida y Pulgar (1978), Martínez y Gil Ibarra (1983), Martínez-Catalán (1985), Bastida et al. (1986) Suárez y Corretgé (1987), Martínez et al. (1988), Martínez y Rolet (1988) y Suárez et al. (1990). En la parte basal del Manto de Mondoñedo (ZAOL), tiene lugar un tercer evento metamórfico (M_3) que se caracteriza por un retrometamorfismo acusado debido a un evento descompresional (Martínez-Catalán, 1985; Bastida et al., 1986; Reche et al. 1998a). Posteriormente al metamorfismo sinorogénico, existe en las zonas internas del orógeno varisco un metamorfismo de contacto relacionado con la intrusión de granitos posttectónicos y/o sintectónicos tardíos.

Martínez et al. (2001) describen un nuevo evento metamórfico en la banda de rocas silúricas ricas en Al_2O_3 adyacentes a la falla de Vivero, caracterizado por una secuencia metamórfica excepcional andalucita-cianita-andalucita. La primera aparición de andalucita se podría encuadrar dentro del evento M_2 , mientras que la última aparición parece ser debida al metamorfismo de contacto de los granitos tardíos; por tanto definen un evento retrogrado post- M_2 y previo al metamorfismo de contacto con presencia de cianita en grados bajos. De todas maneras, una de las principales conclusiones que se puede obtener de estos trabajos es que el modelo metamórfico general del orógeno varisco, al menos en esta zona, es demasiado simplista y no logra explicar todos los hechos que se observan.

Estratigrafía

Dentro de la zona estudiada, la primera división estratigráfica de los niveles pizarrosos paleozoicos situados por encima del Olló de Sapo fue establecida por Abril Hurtado y Pliego Dones (1976). Esta división incluye de muro a techo las siguientes unidades:

-*Esquistos de Marzán* (equivalente a las Pizarras o Capas de los Montes de Riemer, 1963) (300-400 m).



Figura 4. Columna estratigráfica de la zona de Guntín. Los espesores representados son espesores mínimos. Los espesores de las Capas de los Montes están tomados de Abril Hurtado y Pliego Dones (1976).

Está constituida por esquistos micáceos y cuarcitas feldespáticas de algunos centímetros de potencia generalmente con estructuras sedimentarias (load casts, slumpings, ripple marks, granoclasificación y estratificaciones cruzadas). Los materiales pelíticos son más abundantes hacia techo de la formación. En los términos más pelíticos al techo de la formación se intercalan lentejones ferríferos de origen oolítico, muy discontinuos y de escasas dimensiones.

-*Cuarcitas con Cruziana*: La serie anterior culmina con un tramo de cuarcitas de hasta 100 m de potencia que intercala algún nivel fino esquistoso. Consideran su edad Skiddawiense (Arenig, Ordovícico Inferior) por comparación con la edad de este mismo nivel el sur de Monforte, donde fue datado por Riemer (1963) y Matte (1968).

-*Formación Luarca*: está constituida por pizarras oscuras de tonalidad azulada con algunas intercalaciones cuarcíticas. Aunque carecen de fauna, consideran su edad como Ordovícico Medio-Superior por comparación con la edad de estas pizarras en otras partes del NO de la península.

-*Pizarras grafitosas (ampelitas)* con fauna del Silúrico relativamente abundante, con una edad que se extiende desde el Llandovery superior al Wenlock; su espesor varía entre 30 y 100 m.

-*Esquistos con alto contenido en grafito* y algunos lechos lenticulares de ampelitas intercalados (1000-1200 m). Cerca del contacto con el nivel infrayacente se localizan fósiles de edad Ludlow inferior (Parga Pondal y Gómez de Llanera, 1963).

Esta división litoestratigráfica de los materiales paleozoicos presenta algunos problemas, a saber: i) La ausencia o falta de definición de las rocas del Ordovícico superior (Formación Agüeira), cuya presencia ha podido ser reconocida en este trabajo; ii) El excesivo espesor que presentan los materiales silúricos en las cartografías previas, con una estimación que varía entre 1030-1300 m, que contrasta mucho con el establecido en otros lugares del NO de la Península (ver Iglesias y Robardet, 1980; Gutiérrez-Marco y Robardet, 1991).

Por lo que respecta a la cobertera post-varisca, según Abril Hurtado y Pliego Dones (1976), los materiales terciarios reposan subhorizontalmente sobre el sustrato, tanto ígneo como metamórfico, mediante un contacto discordante, y están formados por depósitos continentales generalmente rojizos, de gran heterogeneidad estratigráfica y litológica.

La figura 4 resume la sucesión estratigráfica del Paleozoico establecida en el presente trabajo; las características y peculiaridades de cada una de sus unidades se describirán a continuación. La distribución cartográfica de estas rocas puede observarse en la figura 5.

Las Capas de los Montes y las cuarcitas culminantes del Ordovícico Inferior

Las Capas de los Montes constituyen una serie formada por filitas y cuarcitas. Las filitas presentan colores gris claro, verdosos y/o azulados, y muestran comúnmente intercalaciones arenosas milimétricas y porfiroblastos de cloritoide. Las capas arenítico-cuarcíticas más gruesas son de color blanco o gris claro y muy puras, con espesores que van de milimétricos decimétricos; en algunos lugares (p. ej. al norte de San Fiz) llegan a alcanzar espesores excepcionales de hasta varios metros. Entre estas rocas, destaca un nivel cuarcítico de espesor decimétrico muy característico, de color blanco (con un contenido en cuarzo mayor del 80%) con un moteado de minerales negros y un relativamente alto contenido en circón, que se puede observar en la mayoría de las zonas con abun-

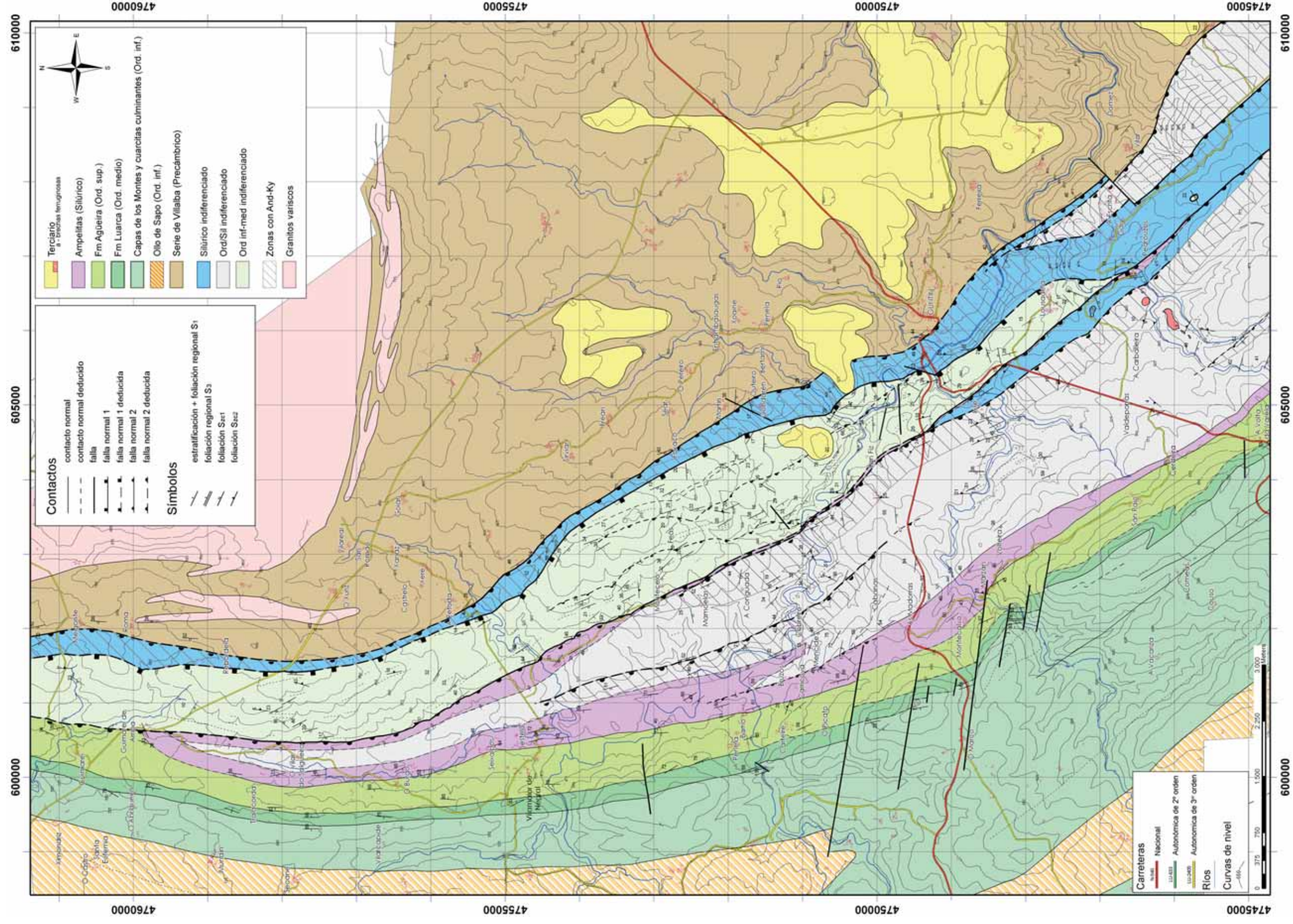


Figura 5. Mapa geológico de los alrededores de Guntín.

dancia de cuarcitas. Dentro de estas zonas con litologías gruesas se encuentran también capas de esquistos de espesor centimétrico a decimétrico con porfiroblastos de granate y anfibolitas, ricas en hierro, de color verde muy oscuro, cuando están poco alterados, a verde pistacho, cuando están muy alteradas, (Fig. 6). En los afloramientos presentan generalmente una pátina exterior de alteración de tonos pardo-anaranjados. Estas rocas, por las relaciones observadas tanto en el campo como al microscopio parecen tener un origen sedimentario.

Un corte representativo de esta formación se encuentra entre los km 19 y 20 de la carretera N-547, donde se observa que de O a E se va pasando de una serie de filitas bastante monótonas (Formación Luarca) a un conjunto de materiales en el que la serie es más limolítica y se intercalan numerosas capas cuarcíticas de hasta un metro de espesor (ver Fig. 37 más adelante).

Las cuarcitas culminantes son un conjunto de cuarcitas blanquecinas bien estratificadas y de espesor métrico, que se intercalan entre micaesquistos con finas capas de cuarcita. Estos materiales dan lugar a importantes resaltes topográficos debido a su gran resistencia a la erosión (ver p. ej. Fig. 2), por lo que comúnmente han sido utilizadas

como un nivel guía. Fuera de la zona de cizalla, existen buenos afloramientos en todo el nivel que va desde la localidad de Guimarei hasta A Volta da Varela, mientras que dentro de la misma, únicamente afloran con claridad al NE de San Fiz (x: 604960; y: 4750490). El espesor total de este nivel es de unos 75 m aproximadamente.

Las Formaciones Luarca y Agüeira

En los materiales ordovícicos del flanco E del Antiforme del Olló de Sapo existen dos niveles cartografiables. El primero se apoya concordantemente sobre las cuarcitas culminantes y no suele dar buenos afloramientos. Consta principalmente de filitas, en general de grano muy fino y de colores negros, grises oscuros y en menor medida verdosos, muchas veces ligeramente alteradas dando tonos violáceos. Cerca de la base, debido a que el contacto con las cuarcitas culminantes se hace gradualmente, pueden presentar alguna intercalación esporádica de areniscas blanquecinas de espesor centimétrico, generalmente laminadas, muchas veces alteradas a colores rojizos. También pueden intercalar esporádicamente esquistos muy alterados con porfiroblastos de granate (p. ej. x: 599450; y: 4756575) (Fig. 6B y D). El espesor total de este nivel oscila entre 200-260 m. Este primer nivel se asigna a la Formación Luarca.

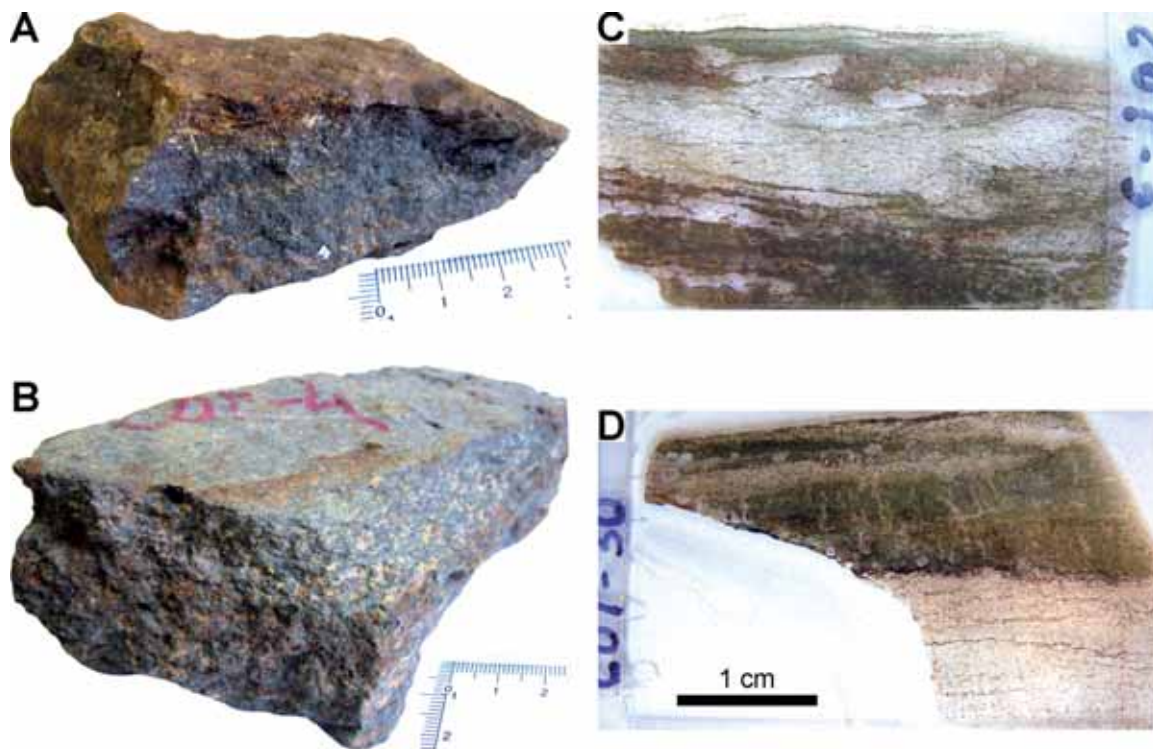


Figura 6. (A) Anfibolita verde oscura (muestra COT-14); (B) Esquisto verde con porfiroblastos de granate (muestra COT-4); (C y D) Láminas delgadas de los esquistos verdes con porfiroblastos de granate intercalados en niveles de areniscas (muestras COT-3 y 30). Ver situación en el mapa de muestras (Anexo I).

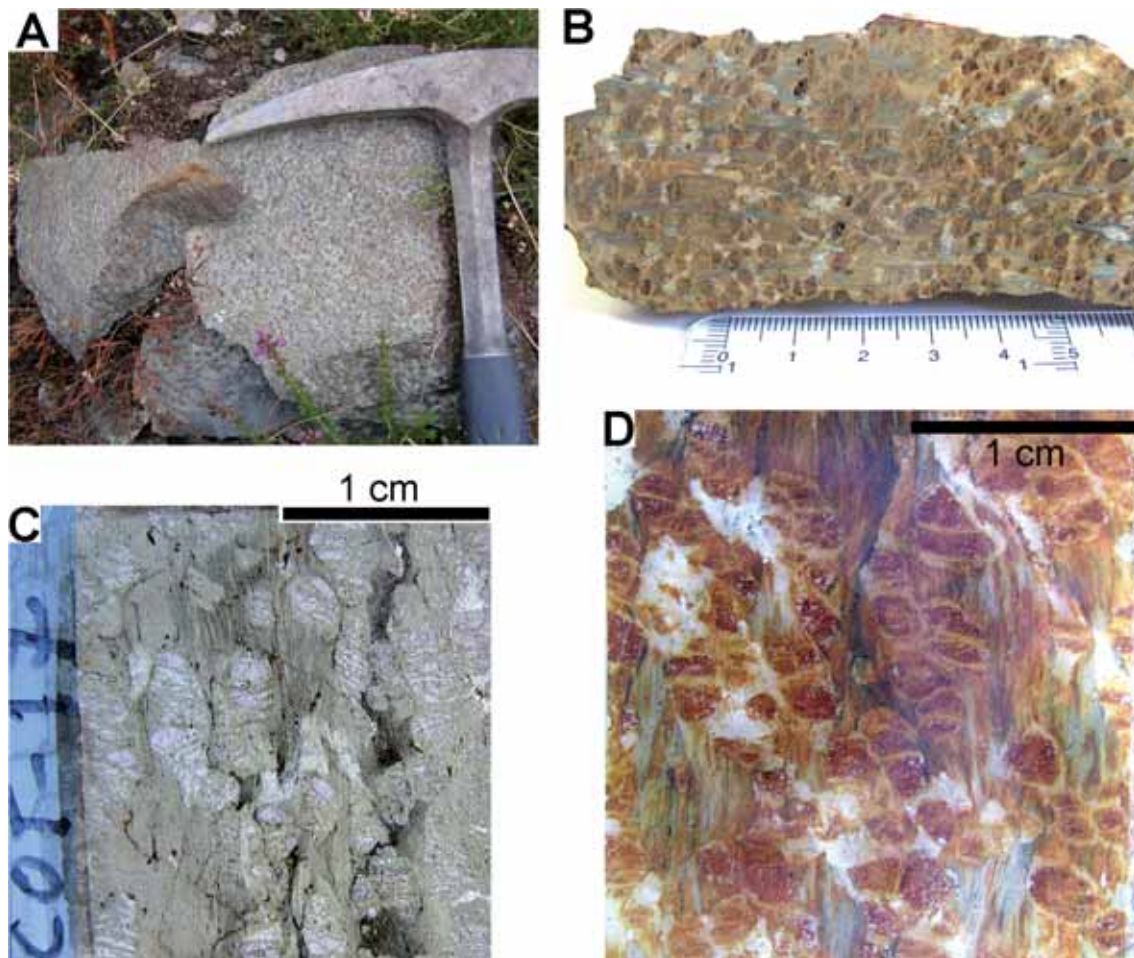


Figura 7. (A) Esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate cerca de la base de la Formación Luarca en los afloramientos de la parte E (Cotoroxo); (B) Esquisto con tonos pardos y porfiroblastos de granate cerca de la base de la Formación Luarca en los afloramientos del O (al O de la localidad de O Burgo); (C y D) Comparación en entre las dos rocas (muestras COT-17 y 33) en lámina delgada. Fijarse que las dos muestras presentan un boudinage general que afecta a los granates.

Por encima y concordantemente se apoya un conjunto de filitas negras tableadas que dan cierto resalte topográfico y permiten seguir el contacto entre estos dos niveles ordovícicos. Hacia techo, estas filitas van intercalando capas limolíticas, adquiriendo tonos verdosos, y capas de cuarcitas blancas centimétricas. En general puede decirse que es un tramo de grano algo más grueso que el anterior aunque su aspecto general es bastante parecido. El espesor de este nivel es de unos 490 m aunque puntualmente puede llegar a los 600 m de espesor. Este segundo nivel se asigna, por sus características, a la Formación Agüeira. En resumen, el conjunto de rocas del Ordovícico medio-superior presenta un espesor aproximado de 750 m.

Los afloramientos de la parte O correspondientes a estas formaciones se caracterizan por presentar zonas en las que dominan litologías detríticas gruesas y otras en las que domina una sucesión esencial-

mente pelítico-limolítica muy homogénea. Estas últimas están formadas por filitas negras o gris azuladas oscuras muy monótonas, que pueden presentar porfiroblastos negros de cloritoide (< 1 mm) y, en menor medida, porfiroblastos de granate alterados (en torno a los 2 mm) y son correlacionables con la Formación Luarca. Esporádicamente, estas litologías más finas pueden llegar a presentar tonos de alteración violáceos. También se observan puntualmente en estas rocas huecos milimétricos con forma cúbica, posiblemente debidos a sulfuros (pirita). Cerca del muro, unos metros por encima de las cuarcitas culminantes, existe un nivel muy característico de filitas/esquistos verdes con porfiroblastos de granate de hasta 3 mm (Fig. 7A y C) (afloramientos de Cotoroxo, x: 603270, y: 4754130; O de Gondarén, x: 604260, y: 4751820; N de San Fiz, x: 604950, y: 4750450), que parece comparable al encontrado en la zona O (cfr. Fig. 7B y D).



Figura 7. (A) Esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate cerca de la base de la Formación Luarca en los afloramientos de la parte E (Cotoroxo); (B) Esquisto con tonos pardos y porfiroblastos de granate cerca de la base de la Formación Luarca en los afloramientos del O (al O de la localidad de O Burgo); (C y D) Comparación en entre las dos rocas (muestras COT-17 y 33) en lámina delgada. Fijarse que las dos muestras presentan un boudinage general que afecta a los granates.

Ampelitas y pizarras de Llagarinos

La sucesión silúrica comienza con una serie de filitas negras ampelíticas fosilíferas (en adelante se utilizará el término ampelita para referirse a pizarras carbonosas o negras bituminosas, usualmente piríticas), muy monótonas, que pueden presentar alguna intercalación arenosa y niveles ricos en pirita (Fig. 8A y C). La pirita también puede mostrarse como nódulos que alcanzan tamaños de hasta 5-6 cm (Figs. 8D). Al NE de Carteira existe un afloramiento continuo relativamente poco afectado por pliegues en el que ha podido calcularse un espesor mínimo de 100 m para estos materiales.

En estos niveles han sido hallados nuevos yacimientos de graptolites y crinoideos en varios lugares: i) Graptolites: en la pista que sale hacia el NE en un cruce al Norte de Regodeiras, en el afloramiento que existe al atravesar el río (x: 601050, y: 4752440) y en

el camino que va desde curva de la carretera CP 49-02 (x: 606900, y: 4746620) hacia Pedrouzos. ii) Crinoideos: en la antigua carretera de la N-547 al O de Guntín muy cerca de la falla de Vivero (x: 605580; y: 4749410).

De las ampelitas se pasa concordantemente a una serie de filitas con colores gris-azulados claros, a veces con porfiroblastos, en las que se intercalan pizarras negras grafitosas y, en menor medida, alguna capa arenosa de grosor centimétrico. El tránsito con las ampelitas infrayacentes es a veces neto (ej. en la carretera N-640 cerca de Irixe, x: 605550, y: 4748270) y otras veces parece gradual (en la carretera N-547, a la altura de As Madorras). En estas filitas claras han sido hallados restos de crinoideos cerca de As Madorras (Fig. 8B) donde también hallaron fauna Parga Pondal y Gómez de Llanera (1963). Su espesor mínimo es al menos de 85 m.

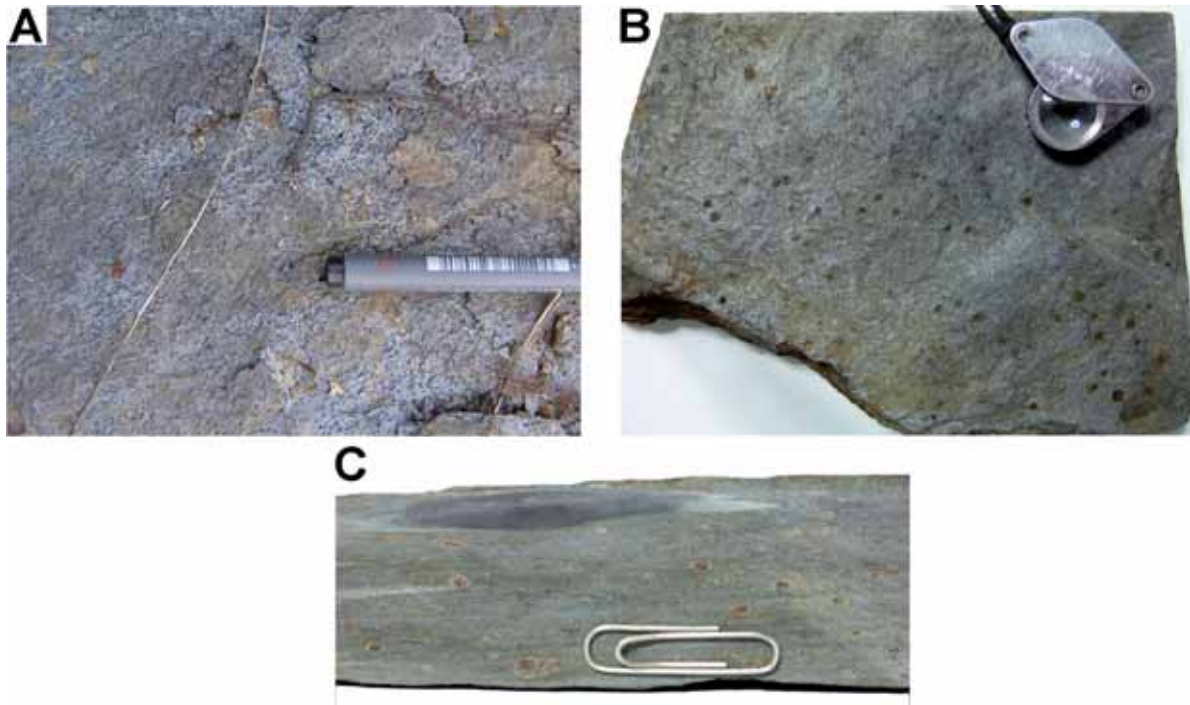


Figura 9. (A) Ampelita silúrica moteada recogida al NO de Cobreiro, cerca del puente que atraviesa el río; (B y C) Filita oscura moteada con cianita (muestra COT-49, ver situación en el mapa de muestras del Anexo I).

Aunque la sucesión descrita es válida para la mayor parte de los afloramientos silúricos, se han reconocido diferentes niveles cuya asignación precisa es dudosa. Así, se han observado niveles de pizarras ampelíticas moteadas y filitas y/o esquistos negros azulados moteados (Figs. 9A, B y C) debido a la presencia de antiguos porfiroblastos de andalucita y al crecimiento posterior de porfiroblastos de cianita (ej. al NO de Cobreiro, coordenadas x: 601670, y: 4751300; x: 601750, y: 4751800; x: 601380, y: 4752440). Posiblemente se correspondan con los niveles anteriores, aunque su historia metamórfica diferente les proporcione un aspecto algo diferente.

Del mismo modo, se han reconocido al S de A Conguada (cerca del río Ferreira) niveles de filitas y esquistos negros muy monótonos con porfiroblastos de cianita relativamente abundantes (a veces observables a simple vista) y, en menor medida, intercalaciones de cuarcitas negras o intercalaciones puntuales de ampelitas con espesor métrico. No se ha podido establecer una correlación fiable de estos materiales con los ordovícicos o silúricos, aunque la presencia de ampelitas apunta hacia la segunda posibilidad.

Por último, se han observado también niveles de cuarcitas negras o grises relativamente abundantes con espesores que oscilan entre unos pocos milímetros y 40 cm, intercaladas con filitas negras-azuladas muy satinadas,

esquistos de tamaño relativamente grueso (recristalizado, no detrítico), con presencia de cianita, y en menor medida, filitas negras. El afloramiento más representativo se encuentra en el corte de la carretera N-640 entre las coordenadas y: 4746000, y: 4747000. Estas rocas aparecen en una banda alargada en la dirección de las estructuras variscas cercanas a un contacto mecánico situado al E. Hacia el Sur (SO de O Mazo) estos mismos materiales no están tan recristalizados y su aspecto es el de rocas ordovícicas, pertenecientes a las Capas de los Montes o a la Formación Agüeira. También cabe destacar que al E de Irixe y dentro de esta banda, se intercalan rocas muy parecidas a las descritas en el párrafo anterior, lo que pone en duda estas correlaciones.

Serie de Villalba (ZAOL)

Adyacente a la falla de Vivero por el O afloran siempre unos micaesquistos de grano grueso de edad Precámbrica (Barrois, 1882) denominados Serie de Villalba por Capdevila (1969). Estas rocas presentan una foliación milonítica muy penetrativa, por lo que resulta difícil la realización de una descripción desde el punto de vista estratigráfico o sedimentológico. Se caracterizan por presentar grandes cristales de moscovita y biotita, a veces cloritizada. La presencia de grandes cristales de moscovita (de hasta 3 mm) confiere a estas rocas un marcado carácter lustroso muy característico. Además, la presencia de

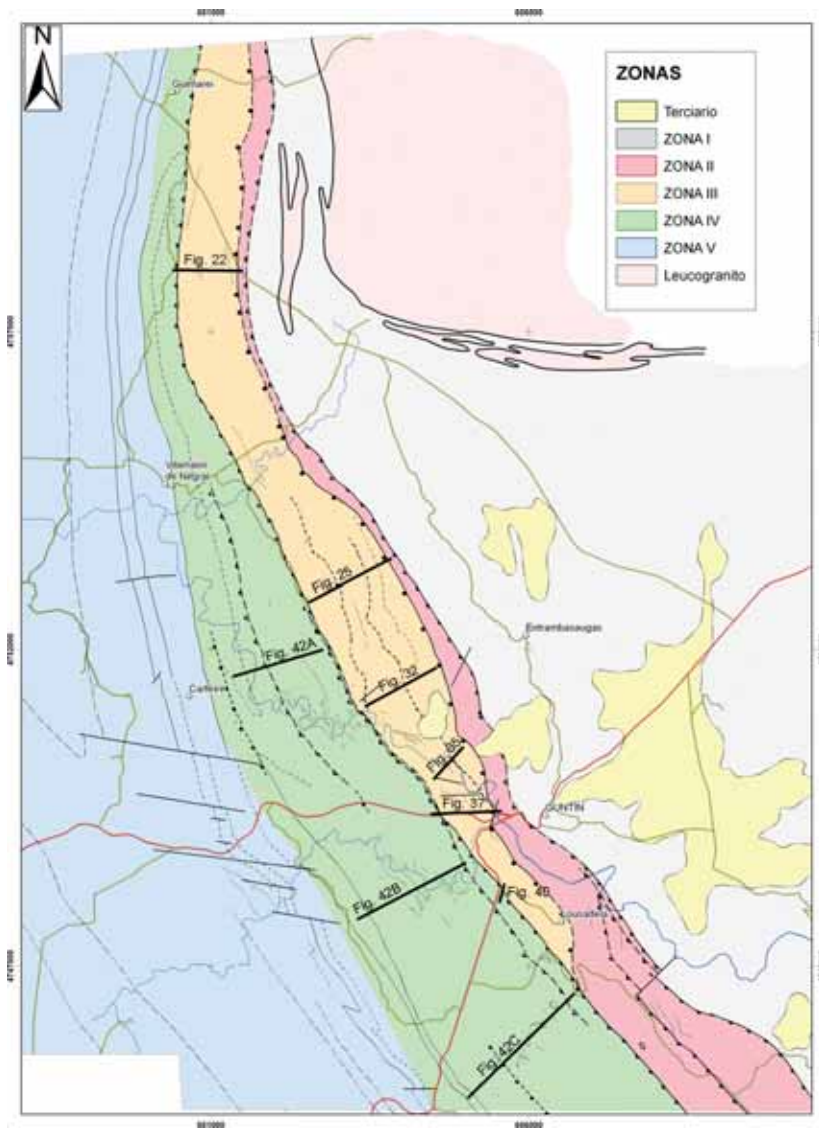


Figura 10. Zonas estructurales establecidas en la región de Guntín.

porfiroblastos de granate y estauroлита les concede un aspecto ligeramente noduloso. Estas características hacen que estas rocas sean fácilmente reconocibles en campo.

Materiales terciarios

Los materiales de edad terciaria se corresponden esencialmente con alternancias de arcillas versicolores (predominando los tonos rojizos) que esporádicamente presentan cantos de rocas paleozoicas. Estos materiales se disponen discordantemente sobre el sustrato paleozoico o precámbrico y en la zona estudiada se distribuyen principalmente por el bloque inferior de la falla de Vivero (Fig. 5). Puntualmente, al sur de la localidad de Lousadela y dentro del bloque superior, afloran una serie de brechas (de probable edad terciaria) cuya matriz está formada por óxidos de hierro. Las brechas están constituidas por cantos angulosos de cuarcitas y filitas

paleozoicas foliadas y presentan tamaños entre centimétricos y métricos, disminuyendo éste hacia techo.

Consideraciones sobre la sucesión estratigráfica

En la zona estudiada, la distinción entre las formaciones ordovícicas, sobre todo entre las Capas de los Montes y la Formación Agüeira puede resultar difícil e incluso imposible de realizar en ausencia de afloramientos con series continuas. No obstante, existen dos niveles guía que permiten en gran medida establecer una cartografía: los niveles de cuarcitas blancas culminantes del Ordovícico Inferior y las ampelitas silúricas.

La separación entre las formaciones Luarca y Agüeira es fácil de realizar en los afloramientos más occidentales, sobre la base del incremento de la fracción limolítica en

la secuencia pizarrosa continua del Ordovícico Medio-Superior. Sin embargo, en los afloramientos del E, al estar limitados por fallas, las correlaciones no son obvias. Así, estos últimos afloramientos presentan zonas con filitas gris oscuras monótonas correlacionables con la Formación Luarca y zonas con intercalaciones cuarcíticas en las que no se han observado criterios de polaridad, resultando a priori, difícil de situar estratigráficamente por encima o por debajo de dicha formación. Aún con estas dificultades, varios indicios nos permiten correlacionar estos niveles con las Capas de los Montes por: i) la presencia de afloramientos con cuarcitas blancas con capas de espesor métrico, similares a la cuarcita culminante del Ordovícico Inferior (p. ej. en x: 604960, y: 4750500; x: 605150, y: 4749820); ii) la correlación con la observación realizada en el afloramiento de la parte O (x: 599450, y: 4756580) donde los esquistos verdes con porfiroblastos de granate se encuentran a muro de la Formación Luarca, muy cerca de la cuarcita blanca culminante, hecho que también se observa en la zona de San Fiz (ver Fig. 35); iii) los materiales que se encuentran en la banda E son en general más gruesos (con mayor contenido en areniscas/cuarcitas) que los definidos como Formación Agüeira en esta zona; y iv) la frecuencia y cantidad con la que aparece al cloritoide como mineral metamórfico, evidenciando una composición química rica en alúmina, composición que ha sido citada no solo en los materiales silúricos, sino también en niveles del Ordovícico Inferior en el dominio del Manto de Mondoñedo (Hoschek, 1967).

Mención aparte merece la presencia de niveles anfibolíticos de carácter sedimentario asociadas con las litológicas más gruesas, que podría hacer pensar que estos materiales no son ordovícicos o que provengan del metamorfismo de niveles en parte carbonatados que si se han definido en la Formación Agüeira (o inmediatamente por encima de ella) en el Sinclinal de Truchas (Nollau, 1966; Matte, 1968; Pérez-Estaún, 1978). Sin embargo, existen

varios hechos que constatan su inclusión dentro de las Capas de los Montes. Así, i) las anfibolitas presentan una composición muy particular, como lo demuestra el hecho de que el anfíbol que contienen sea única o esencialmente cummingtonita, y la ausencia de plagioclasa, por lo que no parecen correlacionables con otros niveles de anfibolitas citados en el NO peninsular; además el bajo o medio grado metamórfico que presentan los materiales en los que se encuentran intercaladas hace que no sea viable su correlación con la mayoría de los materiales alóctonos del NO peninsular o con materiales conteniendo anfibolitas y pertenecientes al bloque inferior de la falla de Vivero (tales como los descritos en la ZAOL); ii) las asociaciones minerales que presentan estas anfibolitas son típicas de rocas básicas o sedimentos ferromagnesianos (Melgarejo, 2003); En consecuencia, lo más probable es que estas rocas deriven de los lentejones ferríferos que se encuentran a techo de las Capas de los Montes; iii) las rocas en las que están intercaladas las anfibolitas son ricas en Mn, como lo demuestra el hecho de que presentan asociaciones minerales con granate y sin biotita; este tipo de sedimentos ricos en Mn ha sido observado también en la zona norte del cinturón pelítico de Vivero o en el Domo de Boal-Los Ancares en el Dominio del Navia-Alto Sil (ver por ejemplo Reche et al., 1998a y b y Martínez et al., 2004) y siempre están relacionados con las rocas ordovícicas y nunca con las silúricas; y iv) la consideración de las anfibolitas como cámbricas o silúricas no parece posible teniendo en cuenta las características litológicas de la secuencia que las incluye, que apunta claramente hacia el Ordovícico.

Estructura

La mayor parte de la zona de trabajo se encuadra dentro de una zona de cizalla compleja (la falla de Vivero). En zonas de este tipo, las rocas presentan comúnmente evidencias de varios estadios de deformación y condiciones metamórficas superpuestas, lo que hace complicada la

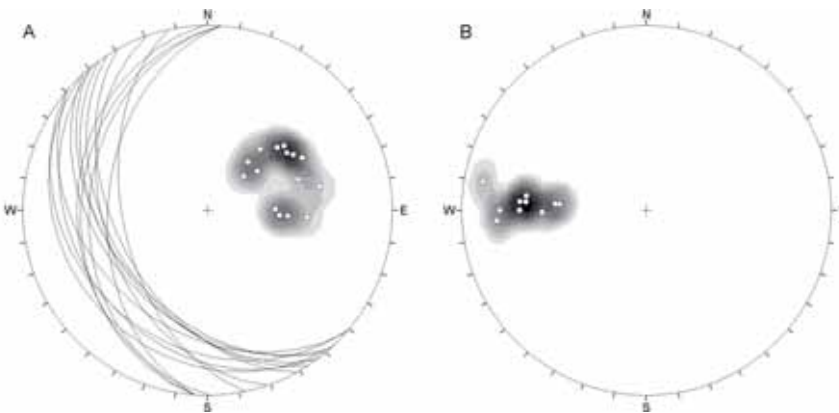


Figura 11. (A) Distribución de los polos y planos de la foliación milonítica; contornos cada 3,5 %. (B) Distribución de las lineaciones minerales asociadas a la foliación milonítica (orientación media 273/33); contornos cada 4,5%. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

definición e interpretación de las fases de deformación. Una manera de facilitar el trabajo consiste en definir unidades estructurales pequeñas que reúnan características razonablemente homogéneas, integrándolas después en un marco más global. Uno de los mayores problemas que plantea el análisis estructural en la zona estudiada se relaciona con el hecho de que en las zonas de cizalla pueden generarse fácilmente estructuras superpuestas durante una misma fase de deformación. Debido a ello, se separarán las estructuras en dos fases de deformación diferentes si se considera útil a efectos prácticos, indicando en estos casos la posibilidad de que se hayan formado en el transcurso de un único evento.

Las estructuras de carácter regional se asignarán a fases sucesivas (con la nomenclatura convencional D_1 , S_1 , L_1 , etc.) y en el texto se describirán con el adjetivo 'regional' (p.ej., clivaje pizarroso regional). Las fases asociadas a la deformación en la zona de cizalla de la falla de Vivero se designarán como D_{z1} , D_{z2} , etc., con sus correspondientes foliaciones S_{z1} , S_{z2} , etc.; lineaciones de intersección L_{z1} (S_{0+1} con S_{z1}), L_{z2} (S_{0+1} con S_{z2}) y L_{zc} (S_{z1} con S_{z2}), etc.; y de estiramiento L_{zcc} o minerales L_{zcm} .

Para descripción de la estructura dividiremos la región estudiada en zonas que presentan suficientes rasgos distintivos, tanto desde el punto de vista estructural como metamórfico, como para ser tratadas como conjuntos individuales. Estas zonas son (Fig. 10): i) la parte del bloque inferior adyacente a la falla de Vivero (Zona I); ii) el bloque superior de la falla de Vivero afectado por la zona de cizalla, donde se individualizan tres zonas (II a IV); y iii) los materiales silúricos y ordovícicos que no están afectados por la zona de cizalla (Zona V).

Zona I: El bloque inferior de la falla de Vivero

Aquí se disponen siempre micaesquistos de la Serie de Villalba. Desde el punto de vista estructural pueden considerarse tectonitas LS, con una foliación milonítica fuertemente desarrollada (Fig. 12) que transpone toda foliación anterior y que muestra un trazado paralelo a la falla de Vivero, con un buzamiento medio de 36° al SO (oscilando entre 22 y 52°) (Fig. 11A). Sobre el plano de la foliación milonítica se observa una lineación mineral y/o de estiramiento con dirección E-O y una inclinación entre 10 y 45° hacia el O (Fig. 11B). Además, esta foliación presenta de forma generalizada bandas de cizalla extensionales de tipo C' (Fig. 12A) que junto con otros criterios cinemáticos (p. ej. sombras de presión asimétricas) indican un sentido de movimiento diferencial de techo hacia el O. Se han recogido tres muestras adyacentes a la falla que se describen pormenorizadamente dentro del anexo III.

Bajo microscopio, las rocas muestran grandes porfiroblastos de granate y estauroлита que presentan texturas de desequilibrio. Algunas muestras incluso presentan una cloritización bastante generalizada (p. ej. COT-59). El granate muestra de forma generalizada inclusiones orientadas con patrones rectos que se disponen oblicuas a la foliación milonítica que las rodea (Figs. 12A, D y E), sin presentar una continuidad clara entre ellas. Este tipo de relación matriz-porfiroblasto no permite establecer una relación definitiva entre el desarrollo de la foliación milonítica y el crecimiento del granate (Johnson y Vernon, 1995), ya que los porfiroblastos han podido desarrollarse entre dos fases de deformación diferentes (esto es, un crecimiento intertectónico entre D_1 y la foliación milonítica) o en los estadios iniciales o finales de una única fase de deformación, en este caso la foliación milonítica (ver Fig. 7.31 y explicación en Passchier y Trouw, 2005). Por otra parte, los porfiroblastos de estauroлита presentan relaciones semejantes al granate (Figs. 12B y F) aunque en algunos casos se observa la continuidad entre las inclusiones orientadas y la foliación milonítica (Fig. 12F). Aun así, presenta los mismos problemas de interpretación que en el caso del granate (cfr. con la Fig. 7.14 de Passchier y Trouw, 2005).

El cuarzo presenta evidencias de procesos de deformación intracristalina y de acomodación, tales como la extinción ondulante y límites de subgrano no especialmente marcados pero generalizados, pero sobre todo resalta la geometría lobulada de los límites de grano que presentan las zonas ricas en cuarzo (Fig. 12C), evidenciando una recristalización dinámica del tipo GBM, lo que implica según Stipp et al. (2002) unas condiciones de temperatura de al menos 500°C en algún momento del desarrollo de la foliación milonítica.

La existencia de una foliación milonítica, acompañada por una lineación de estiramiento y mineral y numerosos criterios cinemáticos permiten afirmar que estas estructuras se relacionan con una zona de cizalla de trazado aproximado NNO-SSE, inclinada hacia el O y con un movimiento de techo también hacia el O. Aunque de norte a sur van cambiando las orientaciones de los planos de foliación paralelos a la falla de Vivero debido a un plegamiento suave con ejes N-S descrito por Martínez-Catalán (1985), las lineaciones minerales y de estiramiento presentan una dirección predominante E-O con muy poca dispersión (Fig. 11). Considerando que la lineación y la foliación milonítica se encuentran íntimamente relacionadas, dichos cambios deben de ser contemporáneos con el movimiento de la falla.

La coexistencia espacial de estructuras dúctiles (la foliación milonítica) y frágiles (la falla discreta de Vivero)

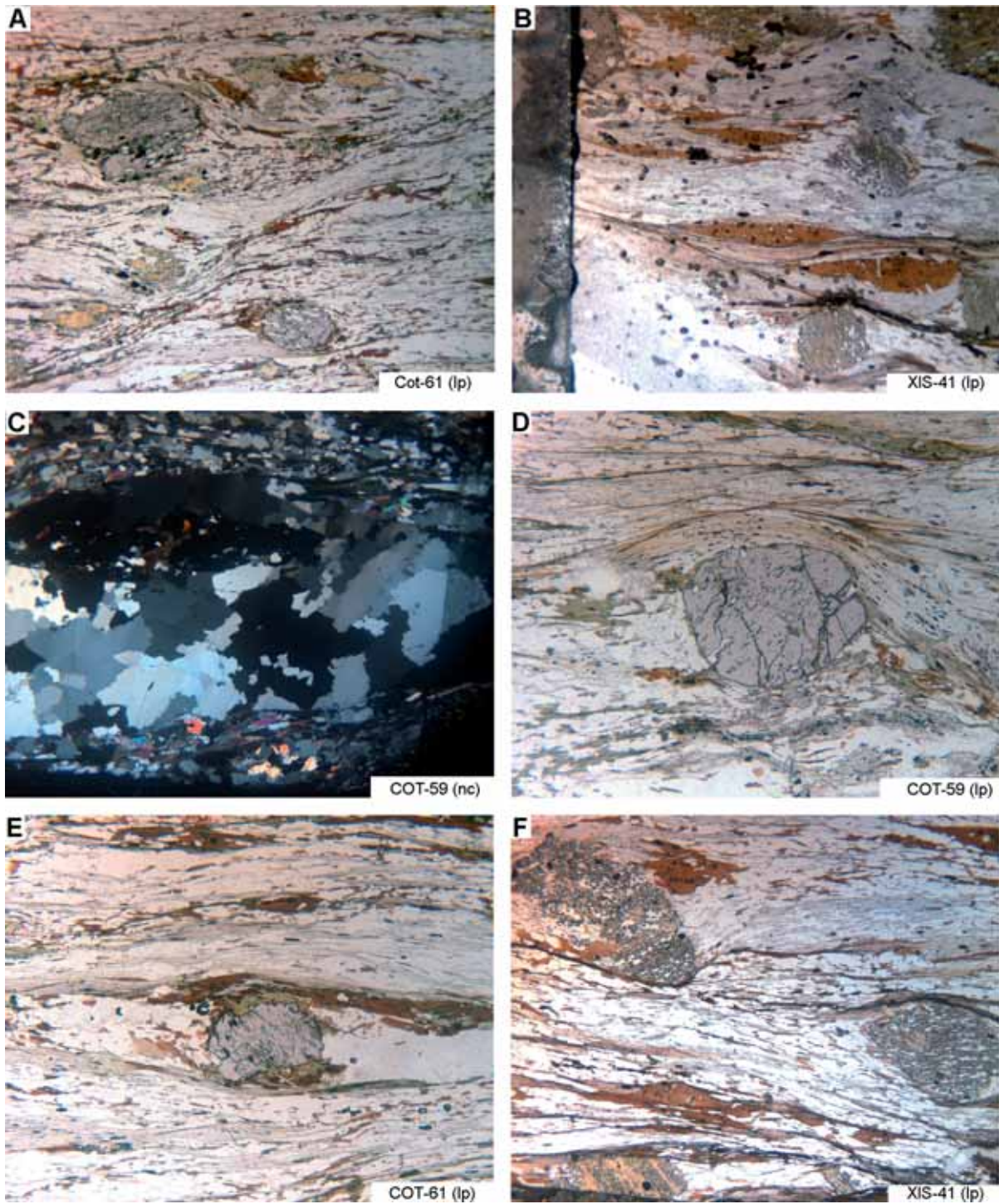


Figura 12. A) Aspecto general de la foliación milonítica con una banda de cizalla de tipo C' que indica un movimiento sinistral (hacia el SO); los porfiroblastos de granate presentan inclusiones orientadas con patrones rectos y sombras de presión asimétricas indicando un movimiento diferencial coherente con las bandas C'. B) Aspecto de la foliación milonítica con peces de biotita. C) Cuarzos con límites lobulados mostrando evidencias de una recrystalización dinámica de tipo GBM. D y E) Porfiroblastos de granate mostrando inclusiones orientadas con patrones rectos oblicuos a la foliación milonítica y sin continuidad con ella. F) Porfiroblastos de estaurolita mostrando inclusiones de cuarzo orientadas con patrones rectos generalmente oblicuos a la foliación milonítica. lp, luz polarizada; nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A, B, C y F - 8 mm; D y E - 5,3 mm.



Figura 13. Rocas de falla cerca de la localidad de Vilar (x: 608260; y: 4746550). Las litologías corresponden a ampelitas (de color gris-azulado) y rocas arcillosas deleznales (de tonos blanquecinos).

induce a suponer que su desarrollo quizá tuvo lugar dentro de la zona de transición entre los regímenes friccional y cuasi-plástico; otra posibilidad es que el levantamiento del bloque inferior ponga estructuras inicialmente dúctiles dentro del campo frágil. En coherencia con esto último, las rocas del bloque inferior registran un metamorfismo cuya trayectoria es claramente descompresiva (Martínez Catalán, 1985; Bastida et al., 1986; Reche et al., 1998) por lo que esta última parece ser la opción más probable. También es necesario anotar que el desarrollo de la foliación milonítica tuvo lugar, al menos mayoritariamente, en condiciones metamórficas más bajas que las que representa el clímax metamórfico de las rocas del bloque inferior (en facies de las anfibolitas), teniendo en cuenta la relación matriz-porfiroblastos y la cloritización generalizada de algunas muestras, donde la clorita incluso crece sintectónicamente a la milonitización en las sombras de presión de los porfiroblastos (Fig. 12D). La presencia de mecanismos de acomodación en el cuarzo de relativamente alta temperatura durante el desarrollo de la foliación milonítica no indica a favor ni en contra de que la deformación comenzó en la facies de las anfibolitas, ya que no indica nada sobre las condiciones de presión y podría tratarse también de un metamorfismo de baja presión y alta temperatura contemporáneo al desarrollo de la zona de cizalla.

Zona II: Primera zona limitada por fallas en el bloque superior de la falla de Vivero, con rocas que contienen andalucita y cianita.

Esta constituida por rocas principalmente silúricas y en menor proporción ordovícicas, separadas por contactos mecánicos, que frecuentemente registran historias metamórficas diferentes. Cerca de los límites de la unidad, las rocas presentan geometrías anastomosadas, a veces caóticas, cuerpos de roca estirados con formas lenticulares e incluso rocas de falla propias de un régimen frágil de deformación. Además, las rocas de esta zona son las que presentan el mayor grado metamórfico dentro del bloque superior de la falla, siendo típica la aparición de asociaciones minerales con estauroлита; también son comunes las rocas de aspecto noduloso, con andalucita relicta o totalmente sustituida por agregados micáceos y en algunos casos cianita. En el contacto con la Zona I existe una banda discreta (de varios metros de espesor) con rocas muy deleznales y estructura caótica (Fig. 13). En un corte situado al O de Guntín (Fig. 14), se observan un conjunto de rocas de aspecto noduloso (debido a la existencia de porfiroblastos retrogradados de andalucita) y alterado de edad incierta (denominadas “rusty schists” en los trabajos de Martínez et al., 1996 y Reche et al., 1998a y b), que se encuentran incluidas en rocas silúricas, generalmente ampelitas, mediante contactos mecánicos. En la práctica totalidad del afloramiento se observa una fábrica penetrativa paralela a la estratificación en la que se desarrollan bandas de cizalla extensionales de tipo C', tanto a escala de afloramiento como microscópica, indicando un movimiento del bloque de techo hacia el O; en la parte situada más al O, llega a observarse más de una foliación y también pliegues. También son muy comunes las venas de cuarzo.

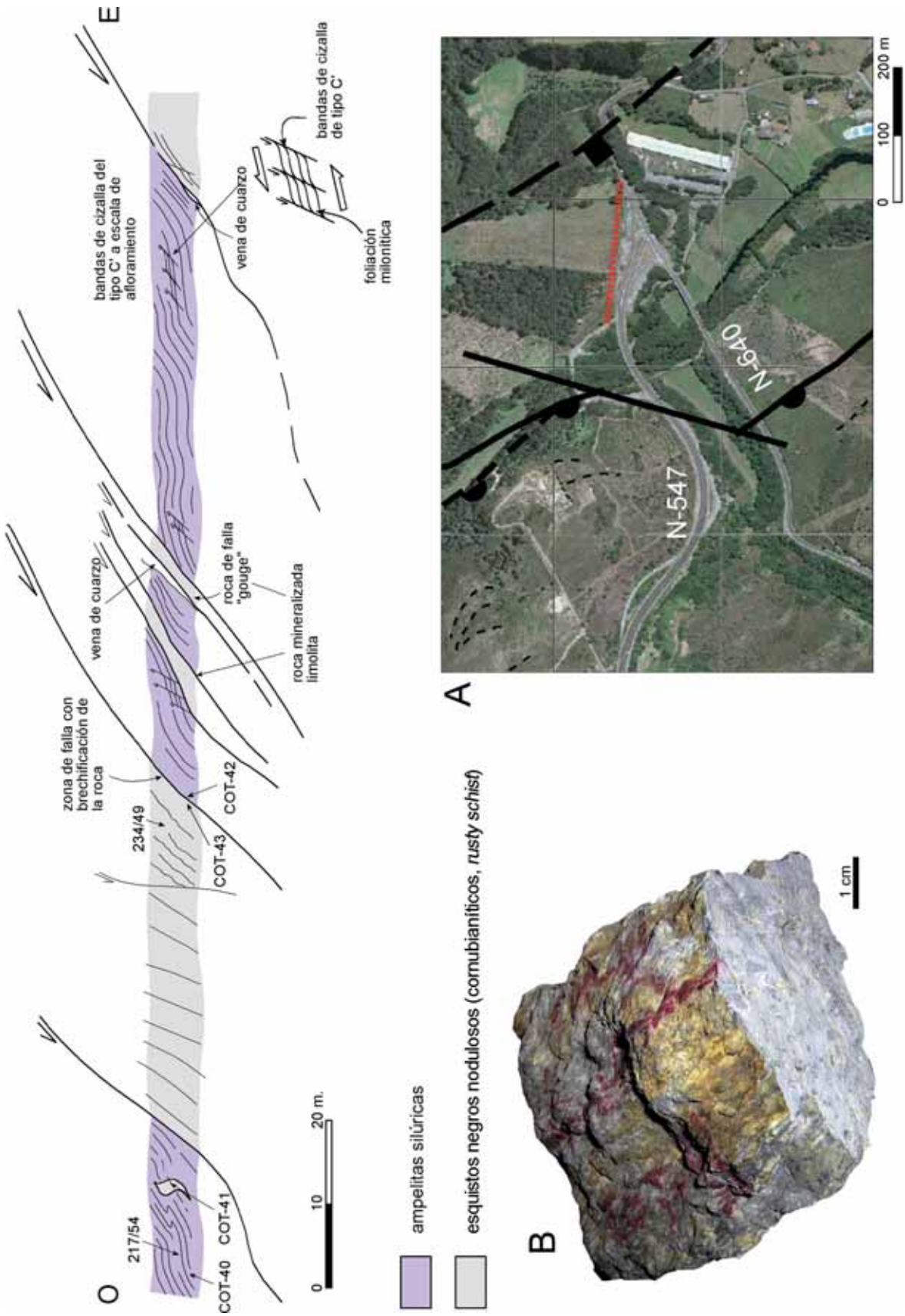


Figura 14. Corte representativo de la estructura interna de la zona II cerca de la falla de Vivero. A) Esquema de situación (ver además situación general en la Fig. 37). B) Aspecto de campo de las rocas nodulosas (rusty schists) en la muestra COT-41.

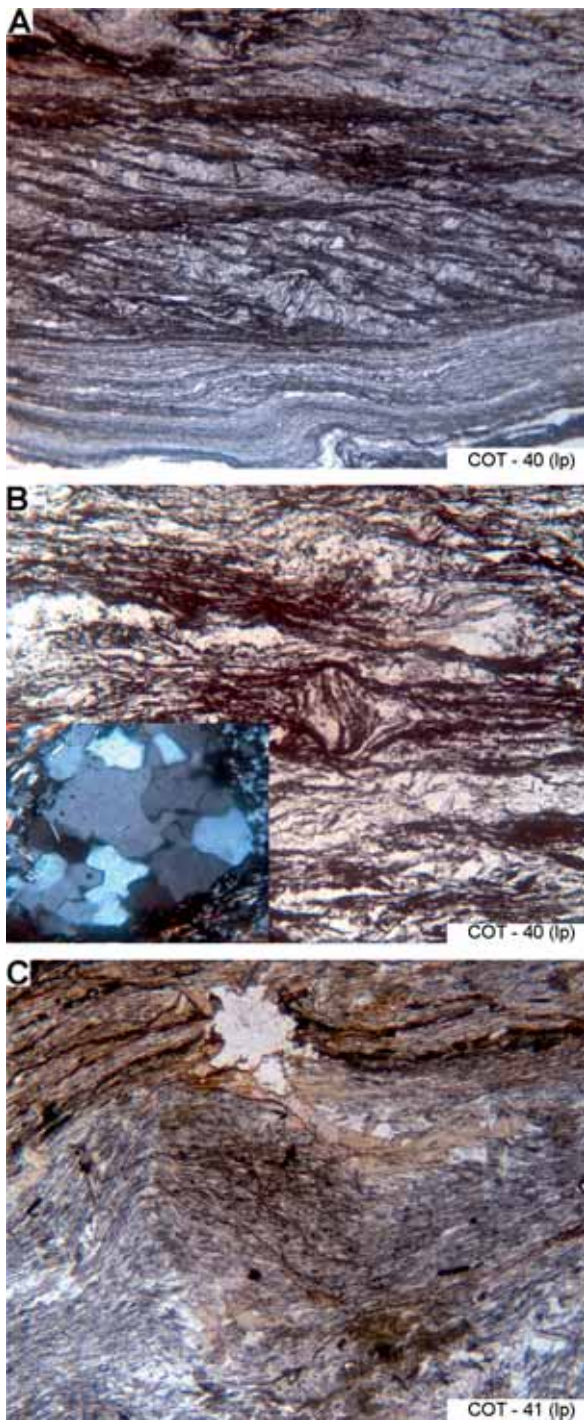


Figura 15. A) Ampelita silúrica situada en la parte más occidental del corte de la Fig. 14, donde se observan dos foliaciones; la foliación espaciada se dispone paralela al plano axial de pliegues con vergencias hacia el SO. B) Pseudomorfo de estauroлита que muestra inclusiones con patrones curvados en su interior; abajo a la izquierda, detalle de cristales de cuarzo con límites de geometría lobulada. C) Pseudomorfo de andalucita que muestra inclusiones orientadas con patrones rectos oblicuos a la foliación exterior y en continuidad con ésta. lp, luz polarizada, nc, nicoles cruzados. El O se encuentra a la derecha de las fotos. Ancho de vista: A – 8 mm; B – 1,35 mm; C – 5,3 mm.

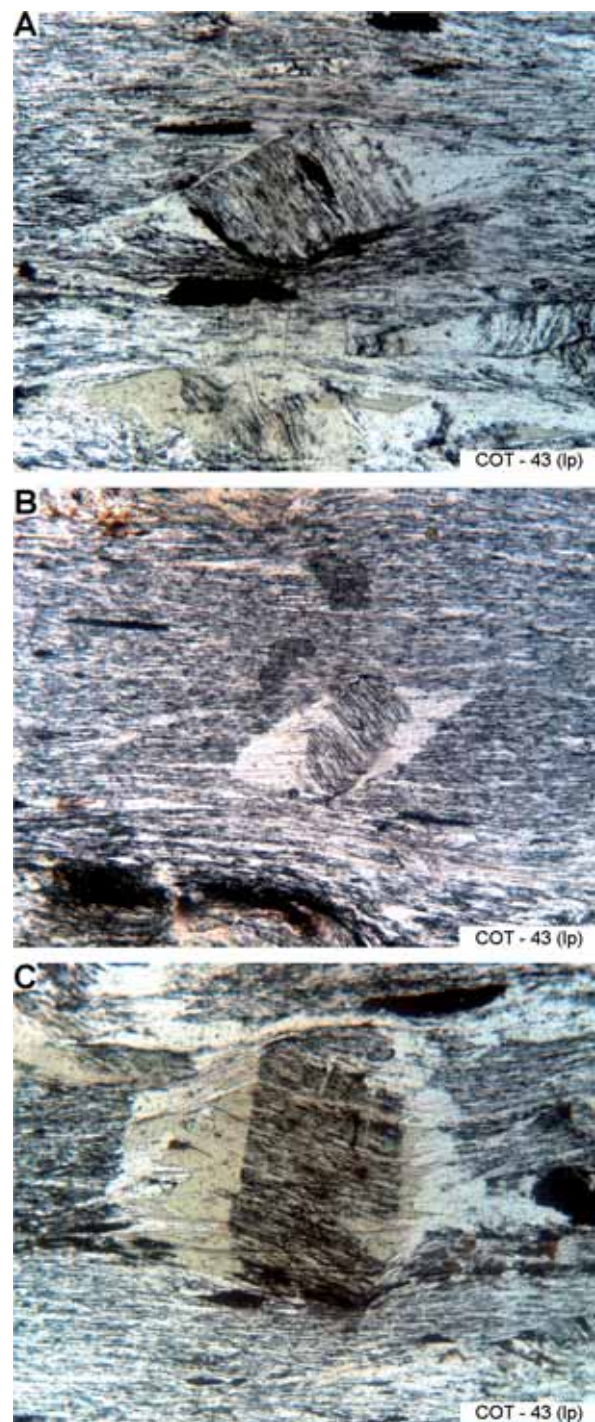


Figura 16. A) Porfiroblastos de moscovita mostrando inclusiones orientadas con patrones rectos y sombras de presión asimétricas que indican un movimiento diferencial de techo hacia el O; en la parte inferior se observan cristales de clorita crecidos postectónicamente con respecto a la foliación continua. B) Cristal de moscovita con inclusiones orientadas rectas oblicuas a la foliación continua. C) Porfiroblasto de clorita crecido sobre un cristal anterior de biotita debido a la retrogradación; el crecimiento del nuevo cristal de clorita sobrepasa el límite del antiguo cristal de biotita, creciendo sobre las sombras de presión, lo que indicaría un crecimiento contemporáneo con la formación de éstas. lp, luz polarizada, nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A, B y C – 1,35 mm.

En lámina delgada, al igual que en campo, se observa el desarrollo de una sola foliación excepto en la muestra recogida más al O (COT-40; ver Figs. 14, 15A y B). La foliación continua es un clivaje formado por la orientación preferente de los opacos, las micas y las agujas de rutilo (Figs. 15C y 16) que se dispone prácticamente paralela a la estratificación. Presenta además numerosos elementos de fábrica (porfiroblastos) con simetría monoclinica (Figs. 16A y B) dando criterios cinemáticos coherentes con los que indican los clivajes de bandas de cizalla de tipo C'. Todo esto apunta a que la foliación se desarrolló mayoritariamente en un régimen de cizalla simple. Además, es muy común la presencia de límites lobulados entre cristales de cuarzo (Fig. 15B) típicos de una recrystalización dinámica del tipo GBM de alta temperatura (Stipp et al. 2002). Superpuesto a este clivaje se desarrolló un clivaje de crenulación de plano axial y con aspecto irregular (Figs. 15A y B).

Una de las muestras recogida en ampelitas (COT-40) presenta porfiroblastos pseudomorfizados de estauroлита que presentan inclusiones orientadas con pliegues helicíticos, por lo que su crecimiento puede considerarse sintectónicos con respecto al clivaje continuo. En las rocas nodulosas (COT-41 y 43) se observan pseudomorfos de andalucita que conservan en su interior inclusiones orientadas con patrones rectos que se disponen oblicuos a la foliación milonítica externa (Fig. 15G). Esta misma disposición, también es típica en los porfiroblastos de moscovita (Figs. 16A y B) y clorita (retrogradados de biotita) (Fig. 16C). Como se ha expuesto anteriormente, este tipo de relación matriz-porfiroblasto presenta problemas para su interpretación (ver Figs. 7.14 y 7.31 en Passchier y Trouw, 2005). Debido a esto, no puede descartarse que la foliación continua transponga o represente más de una fase de deformación. Por otra parte parece existir una sustitución general de biotita por clorita debido a un proceso de retrogradación. La retrogradación es claramente posttectónica respecto a la foliación milonítica (ver p. ej. Fig. 16A) pero no puede descartarse que algunas lo hayan hecho sintectónicamente, ya que muchas veces se encuentran porfiroblastos de clorita que sobrecrecen el antiguo cristal de biotita sobre la sombras de presión (Fig. 16C). Una descripción más minuciosa de esta lámina puede encontrarse en el anexo III.

Más al sur, se han recogido dos muestras (COT-47 y 48) que parecen mostrar claramente que, al menos en algunas muestras, el crecimiento de la andalucita y la estauroлита se produjo contemporáneamente al desarrollo de la foliación milonítica (ver descripción y figura en anexo III).

Dentro de esta unidad, han sido halladas rocas de falla frágiles al O de Lousadela (Fig 17, en x: 608320; y:

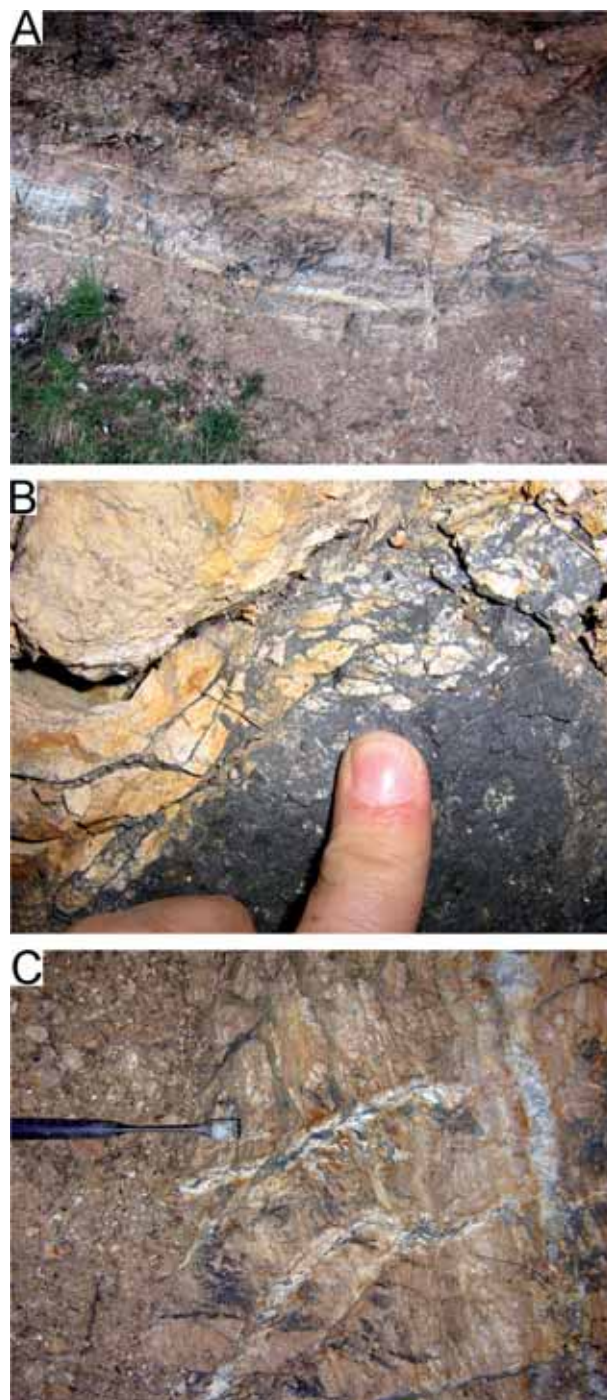


Figura 17. Rocas de falla al O de Lousadela (x: 608320; y: 4745570). A) Aspecto general del afloramiento, con rocas de falla foliadas y muy alteradas. B) Detalle de una capa cuarcítica brechificada. C) Pequeñas fracturas y venas rellenas de un material muy oscuro con aspecto de pseudotaquilitas que cortan la foliación previa de las rocas de falla.

4745570) con venas e inyecciones de un material oscuro que recuerda a la pseudotaquilita. Su estudio resulta difícil debido a que son materiales muy deleznable y fuertemente alterados.

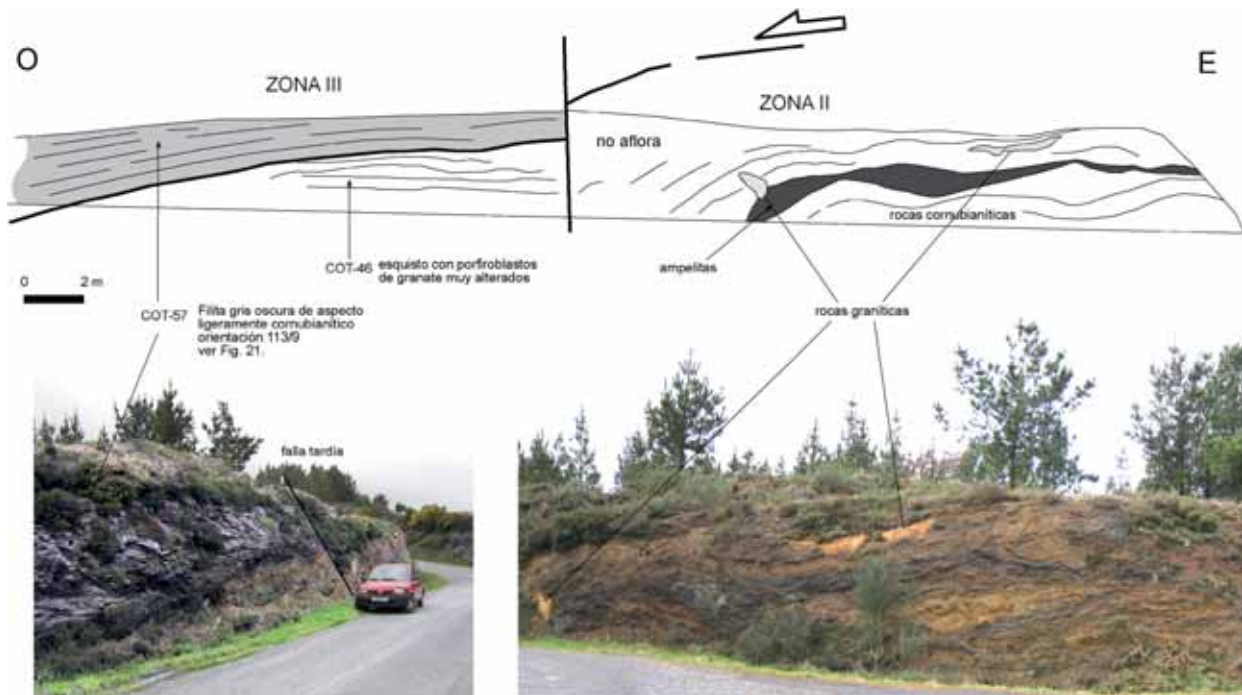


Figura 18. Corte geológico mostrando el contacto entre las Zona II y III. Ver situación en Fig. 22.

El contacto con la Zona III se observa en un afloramiento excepcional que se sitúa al E de Vilar do Salgueiro (x: 601440; y: 4757920) en la carretera que asciende desde este pueblo a la carretera comarcal CP24-05 (Fig. 18); aquí existe una falla de buzamiento muy bajo hacia el OSO. Las rocas del bloque inferior se encuentran mezcladas (p. ej. ampelitas silúricas imbricadas con esquistos verdes del Ordovícico inferior-medio que presentan porfiroblastos de granate), mostrando geometrías de tipo boudin y en cierta medida caóticas, rocas cornubianíticas muy alteradas y alguna intrusión esporádica de granitoides de tamaño métrico. Todo este conjunto de rocas muestra además una foliación muy marcada paralela a la falla.

Zona III. Unidad formada por rocas ordovícicas y limitada por fallas.

Las rocas de esta zona registran un metamorfismo regional en facies de esquistos verdes (zona de la clorita) y se encuentran limitadas al E y al O por fallas frágiles que cortan a la estratificación; en general, estos límites son fácilmente cartografiables debido a la resistencia de los materiales ordovícicos a la erosión, que produce su resalte topográfico. El límite meridional de la zona se encuentra al sur de Lousadela, mientras que hacia el norte se prosigue fuera de la zona estudiada. La Zona III sigue aproximadamente el trazado general de la falla principal de Vivero; la estratificación presenta una dirección general NO-SE (Fig. 19), excepto en la

parte más septentrional en la que la dirección es N-S (Fig. 5). Como norma general, la foliación dominante es un bandeado tectónico bien desarrollado al que comúnmente se asocia una lineación de estiramiento de dirección aproximada E-O (Fig. 19D). Dependiendo del tipo de protolito y de la situación de cercanía con respecto a accidentes tectónicos de escala cartográfica (falla dentro de la zona de cizalla) las rocas pueden desarrollar hasta tres foliaciones superpuestas. A continuación se describen las principales características de las foliaciones presentes en los diferentes protolitos.

1) Filitas y psamopelitas: pueden presentar desde una sola foliación tectónica (p. ej. COT-1, 2 y 10) hasta tres foliaciones (p. ej. COT-11, 34, 20A y B). La primera foliación tectónica desarrollada es un clivaje pizarroso (S_1) de carácter regional que se dispone prácticamente paralelo a la estratificación. Esta definido por la orientación preferente de micas y opacos y la fábrica de forma del cuarzo. En muchas zonas está prácticamente transpuesta o se observa fuertemente crenulada por la foliación posterior. Junto con la estratificación presenta un plano medio de 234/30 (Fig. 19B).

La segunda foliación tectónica (S_{2c1}) es un bandeado tectónico muy desarrollado con los dominios M y Q bien diferenciados que se manifiesta en la mayor parte de la zona y que incluso puede llegar a transponer toda foliación anterior (ver p. ej. Figs. 25C, 26A y 30). Esta foliación se desarrolló a partir de la crenulación del clivaje

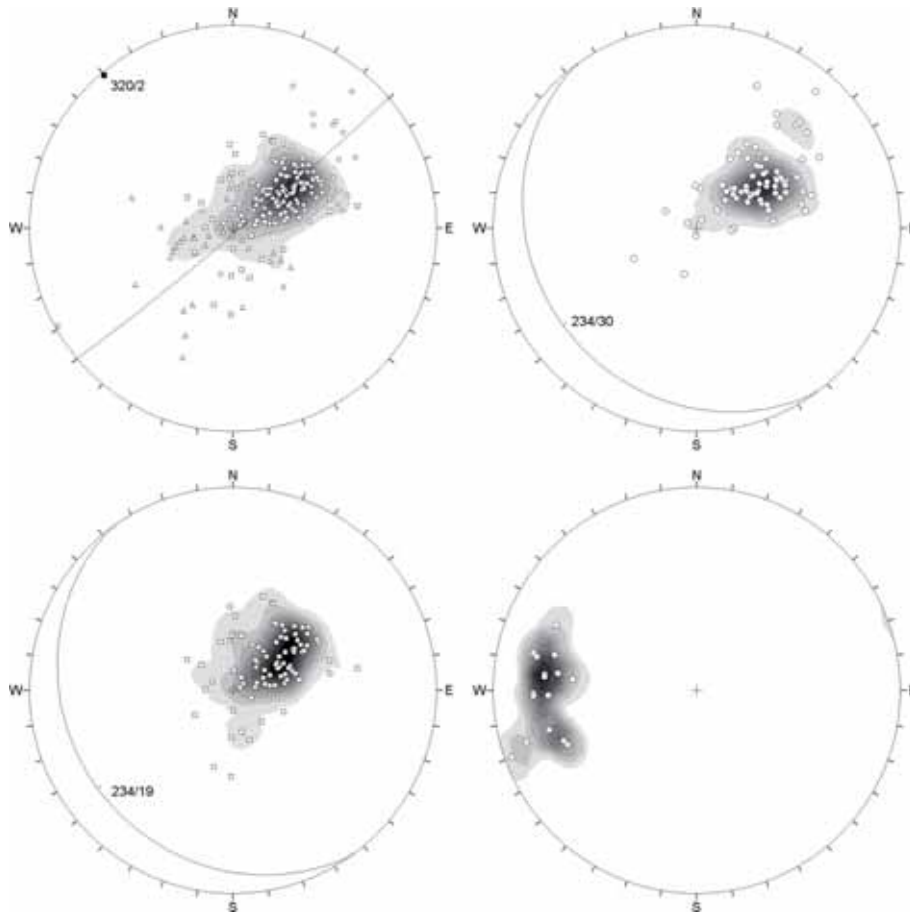


Figura 19. A) Distribución de los polos de los planos medidos; círculos, estratificación + clivaje continuo regional; cuadrados, bandeo tectónico; triángulos, clivajes de crenulación posteriores al bandeo tectónico. Con el mejor ajuste cilíndrico, se obtiene un eje NO-SE; el dominio a gran escala no es cilíndrico. Contornos cada 2,5%. B) Distribución de los polos de la estratificación + clivaje regional y plano medio. C) Distribución de los polos del bandeo tectónico y plano medio. D) Distribución de las lineaciones minerales asociadas al bandeo tectónico. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

pizarroso anterior. Presenta por norma general una dirección SO con buzamientos bajos (Fig. 19C). Dondequiera que se observen las relaciones entre estratificación y/o clivaje pizarroso regional (S_1) y el bandeo tectónico (S_{zci}), se puede constatar que los primeros buzamientos sistemáticamente más que éste. A veces los dominios M están fuertemente marcados y muestran una gran acumulación de opacos. Este hecho, junto con la truncación de algún porfiroblasto, parece evidenciar que la disolución por presión fue el mecanismo de deformación importante durante su desarrollo. El aspecto de esta foliación puede observarse en las figuras 25A, C, F y G, 26A y B, 29D, 30, 32 y 35D. A veces la foliación S_{zci} , preferentemente en los protolitos muy pelíticos, no se muestra como un bandeo tectónico sino como un clivaje pizarroso por lo que muchas veces existen problemas de correlación entre las foliaciones S_1 y S_{zci} . Este problema puede solucionarse en algunos casos teniendo en cuenta: i) la comparación con rocas adyacentes, ii) las relaciones matriz-porfiroblastos y iii) la orientación de las foliaciones.

La tercera foliación tectónica suele manifestarse cerca de las fallas que limitan la zona III. Se trata de una foliación

espaciada (S_{zci2}) que presenta un grado de desarrollo variable que va desde un clivaje de crenulación bien desarrollado hasta kink-bands. Suele presentar buzamientos horizontales o bajos hacia el NE (Fig. 19A; triángulos) y se asocia a pliegues, algunas veces subcilíndricos (Fig. 32E), con vergencias hacia el SO y cuyos ejes siguen aproximadamente la dirección de la zona de cizalla. El aspecto de esta foliación puede observarse en las figuras 22C, 25A y E, 26A y B, 30, 32B, 33, 35C y 36.

2) Esquistos verdes con porfiroblastos de granate: Presentan todos excepto un caso (Fig. 29C) una foliación continua definida por la orientación preferente de micas y opacos y la fábrica de forma del cuarzo. Esta foliación se dispone prácticamente paralela a la estratificación. Los porfiroblastos de granate muestran de forma generalizada un boudinage paralelo a la esquistosidad y en la dirección de la lineación mineral. Suelen presentar además inclusiones orientadas, generalmente con patrones rectos aunque no siempre. Algunas de estas rocas pueden presentar características típicas de rocas cataclásticas generadas posteriormente al desarrollo de la foliación continua. Algunos ejemplos del aspecto de esta foliación

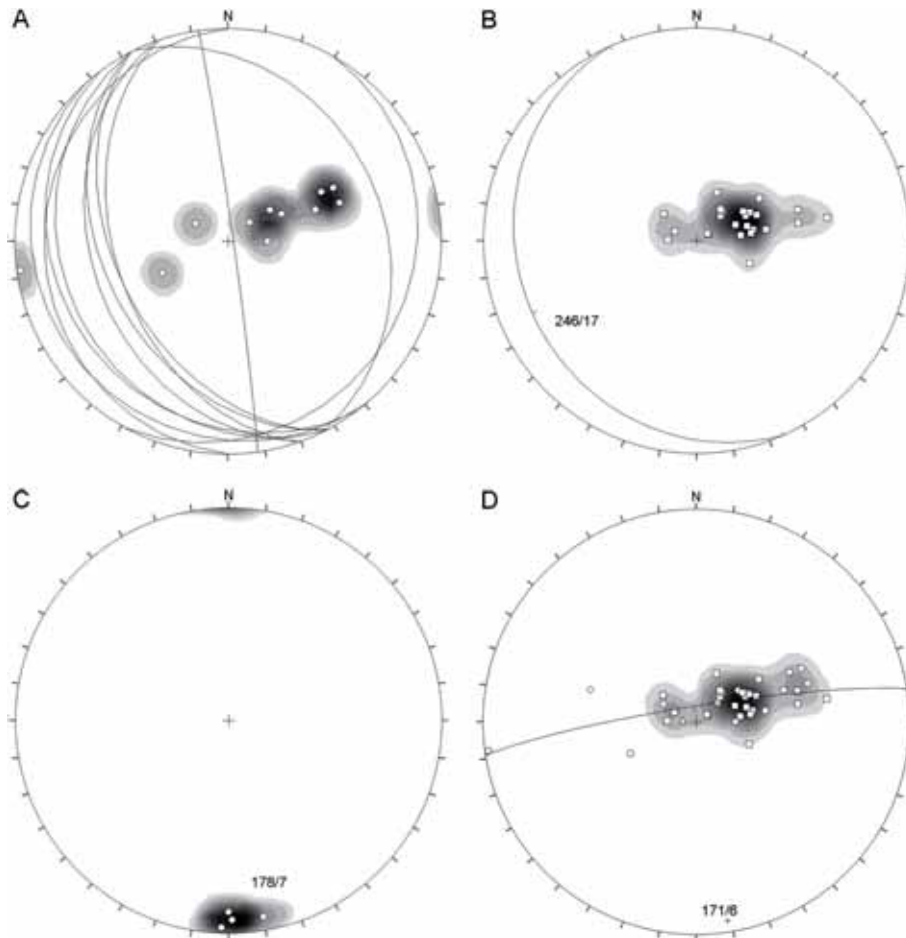


Figura 20. A) Distribución de los polos y planos de la estratificación y clivajes continuos regionales; contornos cada 3,5%. B) Distribución de los polos del bandeo tectónico y clivajes pizarrosos asociados a la zona de cizalla (Szc1); contornos cada 4%. C) Distribución de las lineaciones de intersección medidas (178/7 es la lineación media); contornos cada 8%. D) Mejor ajuste cilíndrico para los datos de S0+S1 (círculos) y Szc1 (cuadrados); el eje hallado se desvía 7° al E con respecto al calculado en C. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

puede observarse en las figuras 25B, 26C y D, 27A, C y D, 28A y B y 29A, B y C.

3) Anfibolitas: Presentan todas una foliación tectónica continua paralela a la estratificación definida por la orientación preferente de los anfíboles, opacos y micas (Fig. 25D). Algunas pueden presentar aspecto de rocas de falla con reducción tectónica del tamaño de grano y evidencias de cataclásis (Fig. 28D).

Las relaciones entre el crecimiento de porfiroblastos y el desarrollo de las foliaciones encontradas en pelitas y psamopelitas de la zona III son las siguientes:

a) El granate siempre se encuentra pseudomorfizado y por tanto no pueden establecerse relaciones claras entre el crecimiento y el desarrollo de las foliaciones. De todas maneras, los porfiroblastos de granate siempre presentan sombras de presión alargadas en la dirección del clivaje pizarroso (incluso cuando se manifiestan tres foliaciones) (ver p. ej. Figs. 25E, 29D y 33) y desviación de todas las foliaciones a su alrededor, por lo que no puede ser posterior a la S1. Así, puede deducirse que el granate debió de crecer sintectónicamente a la foliación S1 ya que: i) se

han observado inclusiones orientadas en algunos porfiroblastos relictos (Fig. 33) y ii) los porfiroblastos pre-tectónicos son realmente muy poco comunes en áreas afectadas por metamorfismo regional.

b) Los porfiroblastos de cloritoide y clorita presentan una amplia y a veces compleja historia de crecimiento (ver Figs. 27B, 28C y 36). Su crecimiento está situado temporalmente en el intervalo entre el desarrollo de la foliación S1 y la S_{z2}.

A continuación se presentan una serie de cortes transversales seriados de N a S que se describen individualmente y en las que se indican la situación de las muestras recogidas y descritas en el Anexo III. Las correlaciones entre estos cortes se indican en las figuras mediante líneas a trazos en color rojo.

Corte de Vilar do Salgueiro (Fig 10 y 21): La característica más remarcable en esta zona es que tanto las foliaciones tectónicas como la estratificación presentan una orientación aproximada N-S en coherencia con la dirección de la zona de cizalla y las estructuras regionales en

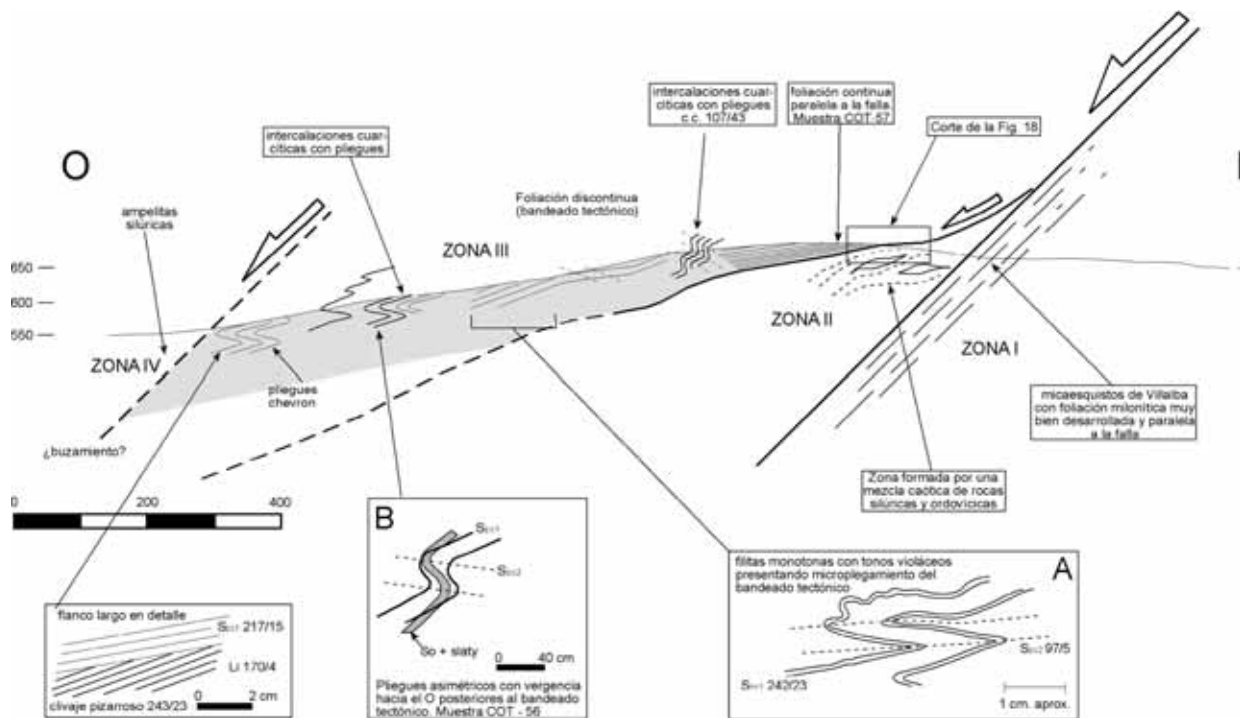


Figura 21. Corte del sector de Vilar do Salgueiro. Situación del corte en la Fig.10.

esta zona (Figs. 5). El bandeado tectónico (S_{zc1}) muestra una inclinación suave hacia el O (Fig. 20) y transpone de modo prácticamente total todas las foliaciones previas ($S_0 + S_1$), que solo suelen ser visibles en los lugares donde existen intercalaciones cuarcíticas (Fig. 21). En estas zonas, se observan pliegues con vergencias hacia el O y ejes de dirección N-S suavemente inclinados al Sur. A estos pliegues se asocia un clivaje de crenulación (S_{zc2}) subhorizontal o inclinado ligeramente hacia el E (Fig. 21A y B), que deforma conjuntamente todas las foliaciones previas (S_0, S_1, S_{zc1}). La disposición coherente de los ejes de los pliegues (B_{zc}) medidos en el campo (Fig. 20C) y el eje medio hallado mediante el mejor ajuste cilíndrico de los datos obtenidos (Fig. 20D) permite deducir un plegamiento con los ejes dispuestos paralelamente a la zona de cizalla.

En contacto con la zona II (Figs. 21 y 18) se disponen unas filitas negras, ligeramente cornubianíticas, que muestran una foliación continua paralela a la falla (Fig. 22) del tipo clivaje pizarroso y una foliación espaciada de crenulación (con una geometría cercana a kink-bands) poco generalizada (Fig. 22C). Este clivaje pizarroso, a medida que nos alejamos de la falla hacia el O pasa de forma imperceptible a una foliación de tipo bandeado tectónico sin observarse ningún tipo de superposición, por lo que puede considerarse que la foliación se desarrolló al menos durante dos fases de deformación.

También pueden observarse porfiroblastos de andalucita pseudomorfizados (Fig. 22A) que presentan sombras de presión asimétricas indicando un movimiento de techo hacia el O y una relación entre la foliación continua y su crecimiento que puede ser o bien intertectónica (si creció entre dos fases de deformación) o bien sintectónica (ver. fig 7.9 y 7.14 en Passchier y Trouw, 2005).

Corte de Cotoroxo (Figs 10 y 25): En esta zona, tanto las foliaciones como las lineaciones de intersección presentan una orientación general NO-SE (Fig. 23) en coherencia con la dirección de la zona de cizalla en esta zona. Como se observa en las figuras 24 y 25, tanto en el corte como en su entorno se repiten una serie de litotipos constituidos por i) areniscas/cuarcitas con intercalaciones de anfibolitas y esquistos verdes con porfiroblastos de granate y ii) filitas gris oscuro con cloritoide con alguna intercalación arenosa fina; por ello, es posible que estos materiales están afectados por fallas que producen su repetición.

La foliación más generalizada, el bandeado tectónico S_{zc1} , presenta en general un aumento de la cantidad de buzamiento hacia el O (Fig. 25) variando de 10° a 40° aproximadamente. Esta foliación incluso puede ser la única visible (Fig. 25C), aunque existen zonas en las que no se desarrolla ya sea porque no está afectando a estas rocas (p. ej. en Fig. 27C) o bien porque no se manifiesta

en algunos protolitos como un bandeo (Figs. 26C y D, 28A, B y C, 30). En este corte puede observarse muy bien la relación espacial existente entre la foliación S_{z2} y las fallas frágiles. Así, esta foliación solo se desarrolla con claridad en las zonas situadas más al E y al O del mismo (Figs. 25A y G, 26A y B, 28D, 29A y B y 30). En la parte E, la zona afectada por esta foliación y los pliegues vergentes al SO tienen menos de 300 m (aparentes), mientras que al O puede observarse una zona de al menos 400 m que presenta, además de foliaciones S_{z2} y pliegues con vergencia hacia el SO, rocas de falla frágiles en algunos protolitos tales como los esquitos verdes con granate y las anfibolitas (Figs. 28D y 29A).

Corte de Gondarén (Figs. 13 y 32): En este sector cabe destacar las siguientes características: i) Las orientaciones de las foliaciones S_0 , S_1 y S_{z1} son esencialmente similares a las observadas en el corte anterior (Fig. 31A y B); ii) La disposición de los litotipos también se mantiene. Únicamente cabe resaltar que inmediatamente al O de los esq./filitas verdes con porfiroblastos de granate (que en la anterior zona se situaban muy cerca del contacto con la zona II) puede observarse en algunos lugares el afloramiento de una ortocuarcita blanquecina que se corresponde con las del Ordovícico Inferior (Fig. 32); iii) La presencia de kink-bands de escala cm afectando al bandeo tectónico S_{z1} cerca del límite con la zona II (Fig. 32A); iv) La presencia de pliegues subcilíndricos con ejes NO-SE (Figs. 31F y 32E) y vergencias hacia el SO, indicando un movimiento de techo hacia el SO (p. ej. x:603530 y:4751630); v) presencia de una foliación posterior al bandeo tectónico, que se inclina hacia el NO (Fig. 31C) y que produce un microplegamiento del bandeo tectónico (Fig. 32D). Esto hace que en algunas zonas de este sector se encuentra una lineación de intersección muy marcada con dirección E-O (Fig. E). Además, los esquitos verdes con porfiroblastos presentan criterios cinemáticos que indican un movimiento de techo hacia el SSE (Fig. 33B). Es difícil interpretar en el contexto regional el significado de esta foliación. Su origen quizá debe de estar relacionado con algún accidente tectónico muy local, ya que su aparición es también local.

Corte de San Fiz (Figs. 10 y 35): En este sector cabe destacar las siguientes características: i) Las rocas que se sitúan entre las coordenadas 4751000-4750000 toman direcciones con acimuts más cercanos al Sur y una mayor dispersión (cfr. Fig. 34 con Figs. 20, 23 y 31). ii) En muchas zonas de este sector la estratificación presenta buzamientos relativamente altos (Figs. 34A y 35); iii) Las relaciones entre las foliaciones son similares a las observadas en otros sectores (ver p. ej. Fig. 35A); iv) La correlación de foliaciones tectónicas es a veces difícil (cfr. p. ej. la Fig. 35C y D), pero integrando varios criterios (tales como la

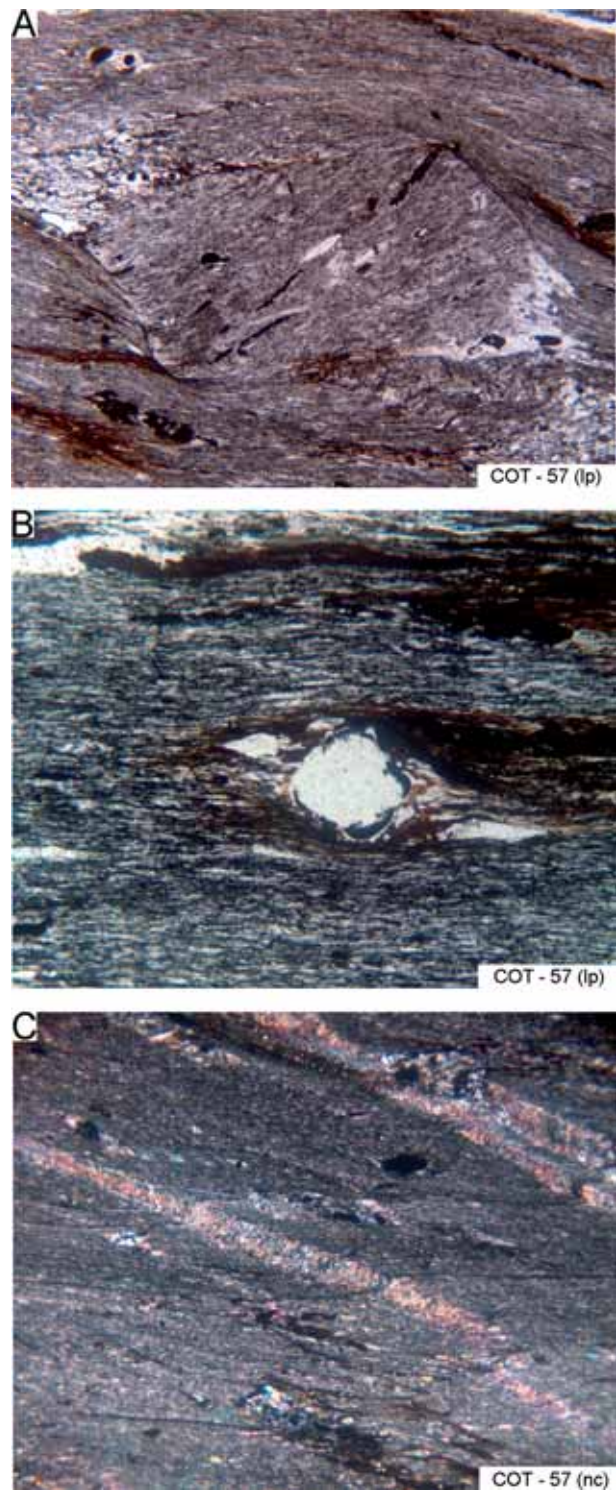


Figura 22. A) Porfiroblasto pseudomorfizado de andalucita con inclusiones orientadas de patrones rectos oblicuos a la foliación tectónica principal y sombras de presión asimétricas. B) Pseudomorfo de un antiguo porfiroblasto con sombras asimétricas indicando un movimiento diferencial de techo hacia el O. C) Foliación tectónica espaciada con morfología de tipo kink. Ancho de vista: A – 5,3 mm; B – 1,35 mm; C – 8 mm.

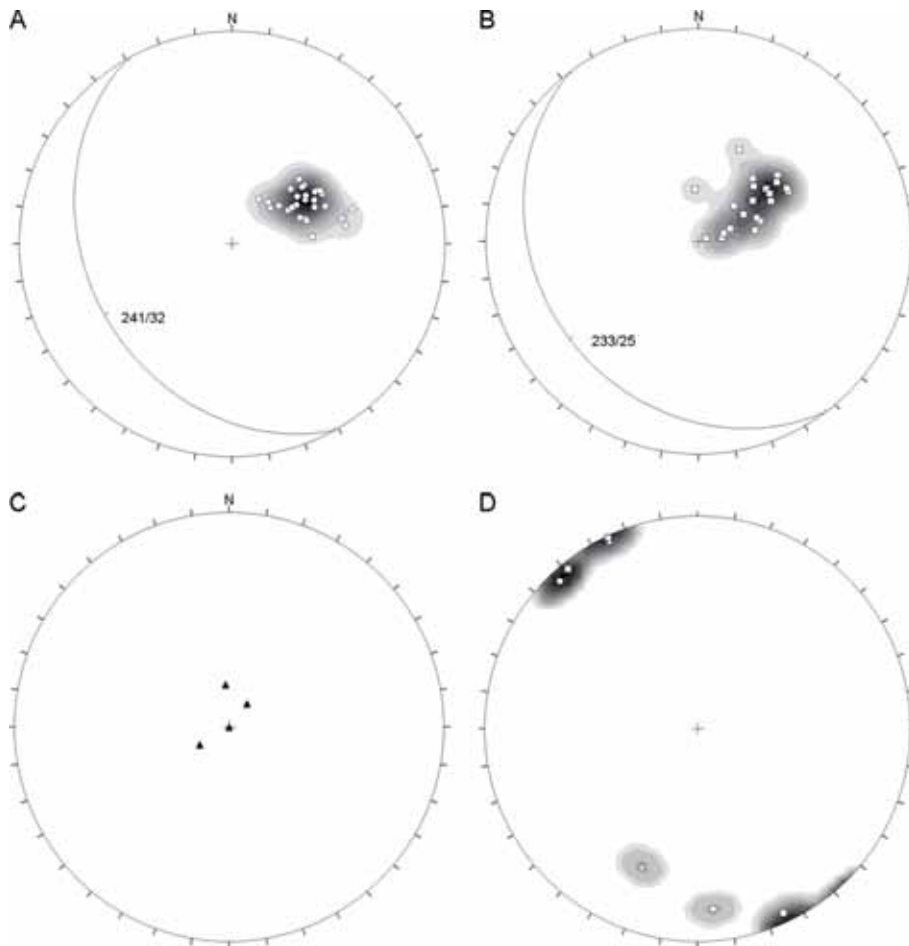


Figura 23. A) Distribución de los polos de la estratificación y clivaje regional; contornos cada 5,5%. B) Distribución de los polos del bandeo tectónico asociado a la zona de cizalla (S_{zc1}); contornos cada 4%. C) Distribución de los polos de las foliaciones espaciadas (S_{zc2}) posteriores al bandeo tectónico. D) Distribución de las lineaciones de intersección L_{zc1} (cuadrados), L_{zc2} (círculos) y L_{zc} (triángulos); contornos cada 4%. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

relación con accidentes tectónicos, grado de desarrollo de la foliación, tipo de protolito, orientación de estructuras, tipo de estructuras menores asociadas, etc.) puede ser establecida una correlación fiable. Esto permite deducir, junto con la repetición de cuarcitas blanquecinas, que esta zona está afectada por fallas frágiles asociadas probablemente con movimientos no muy importantes; v) Los afloramientos de filitas monótonas (Fm. Luarca) situados en la parte O (Fig. 35) presentan una disposición de las foliaciones característica (Fig. 35E), donde una foliación, generalmente continua y muy desarrollada que se inclina entre 20 y 40° hacia el SO, está afectada por un clivaje espaciado de tipo bandeo tectónico desarrollado en bandas de espesor centimétrico separadas entre sí por intervalos aleatorios poco deformados de espesor centimétrico a decimétrico (Fig. 35E). Esta foliación espaciada presenta orientaciones con acimuts variables, aunque preferentemente buzanan ligeramente hacia el E y puede ser observada en otros afloramientos donde afloran estas filitas monótonas (ver p. ej. Figs. 37C, afloramientos situados en la parte O del corte de la Fig. 32).

Corte de Guntín (Figs. 10 y 37): En este sector existe un corte excepcional a lo largo de la carretera N-547 (Fig. 37), correlacionable con la parte occidental del corte de

la figura 34. A diferencia de los anteriores, en este corte existen pliegues generalizados a escala decamétrica, con ejes de dirección NO-SE y N-S (Fig. 38). Además, es un corte completo que va desde el bloque inferior de la falla de Vivero (Zona I) hasta la Zona IV, observándose claramente la naturaleza de los contactos.

El límite E de la Zona III está constituido por una falla extensional suavemente inclinada hacia el O (Fig. 37), sobre la que se disponen filitas con intercalaciones métricas de cuarcitas y, en menor medida, de algún nivelillo de anfibolitas o de esquistos verdes oscuros con porfiroblastos de granate. Estas rocas presentan pliegues no cilíndricos a diferentes escalas, con vergencias hacia el SO (Fig. 37A), con un bandeo tectónico (S_{zc}) paralelo a sus planos axiales que presenta buzamientos bajos (< 25°) hacia el ENE. Localmente llegan a observarse dos bandeos tectónicos diferentes (p. ej. x: 605340; y: 4749480; cerca de la cantera abandonada). Estos niveles cuarcíticos dan paso hacia el O a una sucesión de filitas monótonas que no desarrollan pliegues, afectadas por una foliación tectónica subhorizontal o suavemente inclinada hacia el SO (S_{zc1} , indistintamente un clivaje pizarro-



Figura 24. Perspectiva del Monte de Cotoroxo. En rojo se representan las zonas que presentan intercalaciones de cuarcitas, anfibolitas y esquistos verdes oscuros con porfiroblastos de granate. En líneas discontinuas se representan las posibles fallas.

so o un bandeo tectónico, dependiendo de la litología). También se observa localmente un clivaje de crenulación y/o un bandeo tectónico con dominios Q y M bien definidos (Fig. 37C, ver Fig. 35E), que muestra buzamientos hacia el ENE.

El límite O del corte puede observarse bien en el km 20 de la carretera N-547 y en la carretera N-540, a la altura del enlace con la carretera que lleva a Irixe (x: 605540; y: 4748280). En el primero, se observa que entre esta unidad ordovícica y las rocas que contienen andalucita pseudomorfizada y cianita típicas de la Zona IV, se disponen ampelitas silúricas muy tectonizadas (deleznales y carentes de cualquier textura original) (Fig. 39). Aunque el contacto entre las ampelitas con las rocas ordovícicas de la Zona III está parcialmente erosionado (Fig. 39A), puede observarse la presencia de “gouge” de falla. Por el O, una falla de bajo ángulo (aprox. 24°) separa las ampelitas de las rocas de la Zona IV, que registran una historia metamórfica bien diferente.

En la carretera N-640, se observa mejor la falla existente entre la Zona III y las ampelitas (que aquí incluyen también filitas silúricas de color gris claro con frecuentes manchas de óxido), que corta con un ángulo bajo el bandeo tectónico de las filitas de la Formación Luarca (Fig. 40). Las rocas silúricas presentan cuatro foliaciones (tres de ellas tectónicas) a escala de afloramiento; así, es deducible la estratificación (S0) por los marcados cambios de litología, que

presenta buzamientos altos ($>50^\circ$) hacia el SO. Subparalelamente a ella, existe un clivaje pizarroso (S1) que está prácticamente transpuesto por la foliación dominante; ésta es un bandeo tectónico (S_{zcl}) que presenta buzamientos moderados hacia el SSO, disponiéndose paralelo a la falla que limita las rocas silúricas por el O. Por último, un clivaje de crenulación subhorizontal (S_{zcl2}) se superpone a todas estas foliaciones.

Entre ambos cortes afloran en la carretera que pasa por Irixe rocas silúricas con una disposición geométrica similar; en ellas se han recogido una muestra (COT-50) en la que se observa que la foliación S_{zcl2} solo se desarrolla en los dominios M del bandeo tectónico.

La terminación de la Zona III por el Sur: Esta zona termina al sur del pueblo de Lousadela (Fig. 5) al unirse las fallas que la limitan por el E y O. Un poco más al sur (800 m al SE de Pedrouzos, x: 607800; y: 474520) existe un pequeño klippe (de unos 3600 m²) formado por filitas ordovícicas (posiblemente de la Formación Luarca) que reposa sobre las ampelitas silúricas. Igual que sucede en los cortes que se acaban de describir, la foliación principal de las rocas ordovícicas es un bandeo tectónico subhorizontal o suavemente inclinado hacia el O, que se dispone paralelo a la falla extensional que constituye el límite inferior de la unidad. La disposición general de las rocas en este sector ya fue destacada por Hernández Sampelayo (1935) (Fig. 41).

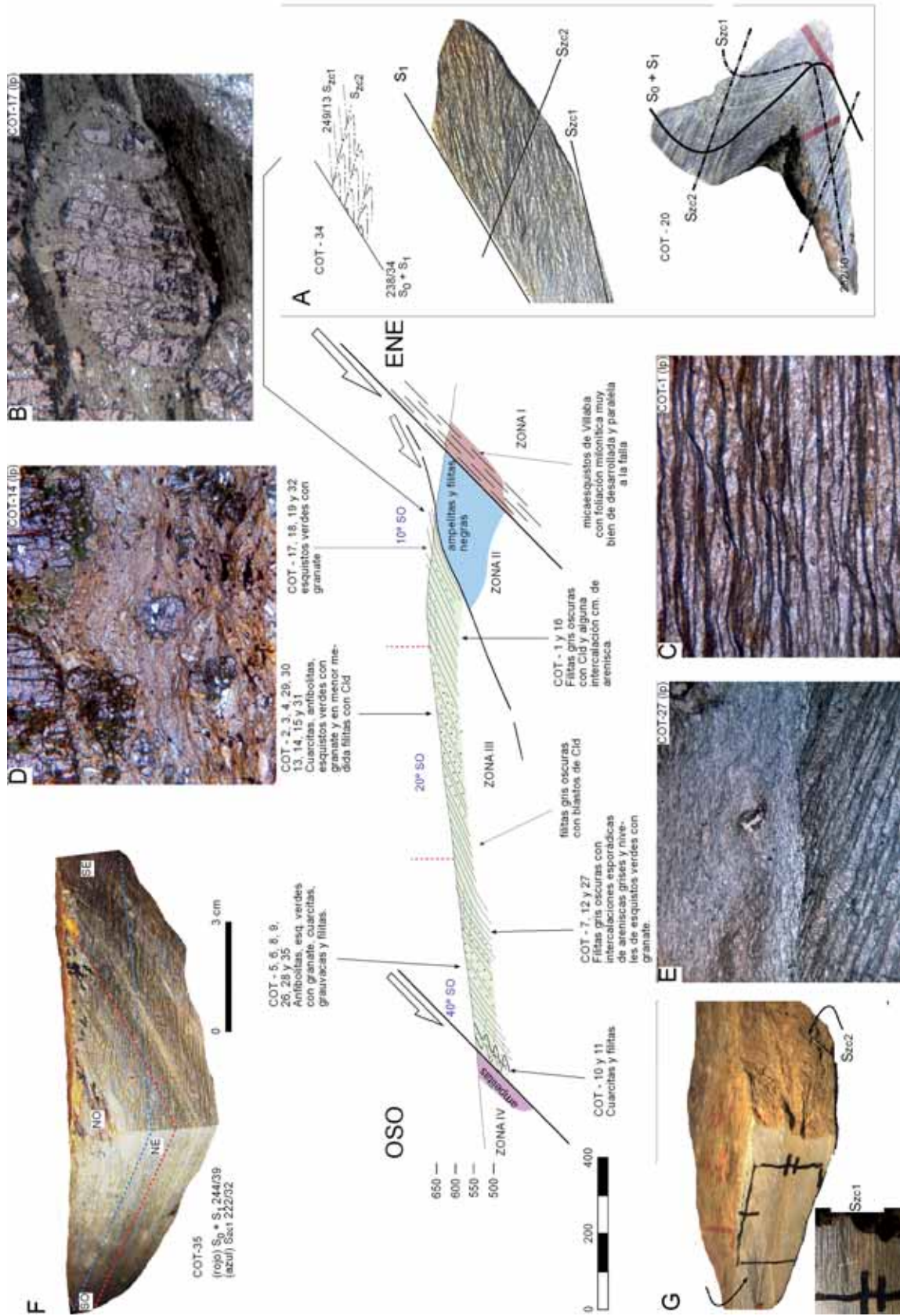


Figura 25. Corte de Cotoroxo. A-G, detalles de la litología y microestructura (ver texto para la explicación). Las líneas rojas representan la correlación establecida con el corte de la figura 32. Situación del corte en la Fig. 10. Ancho de vista: B – 5.3 mm.; C, D y E – 8 mm. Ver situación del corte en Fig. 10.

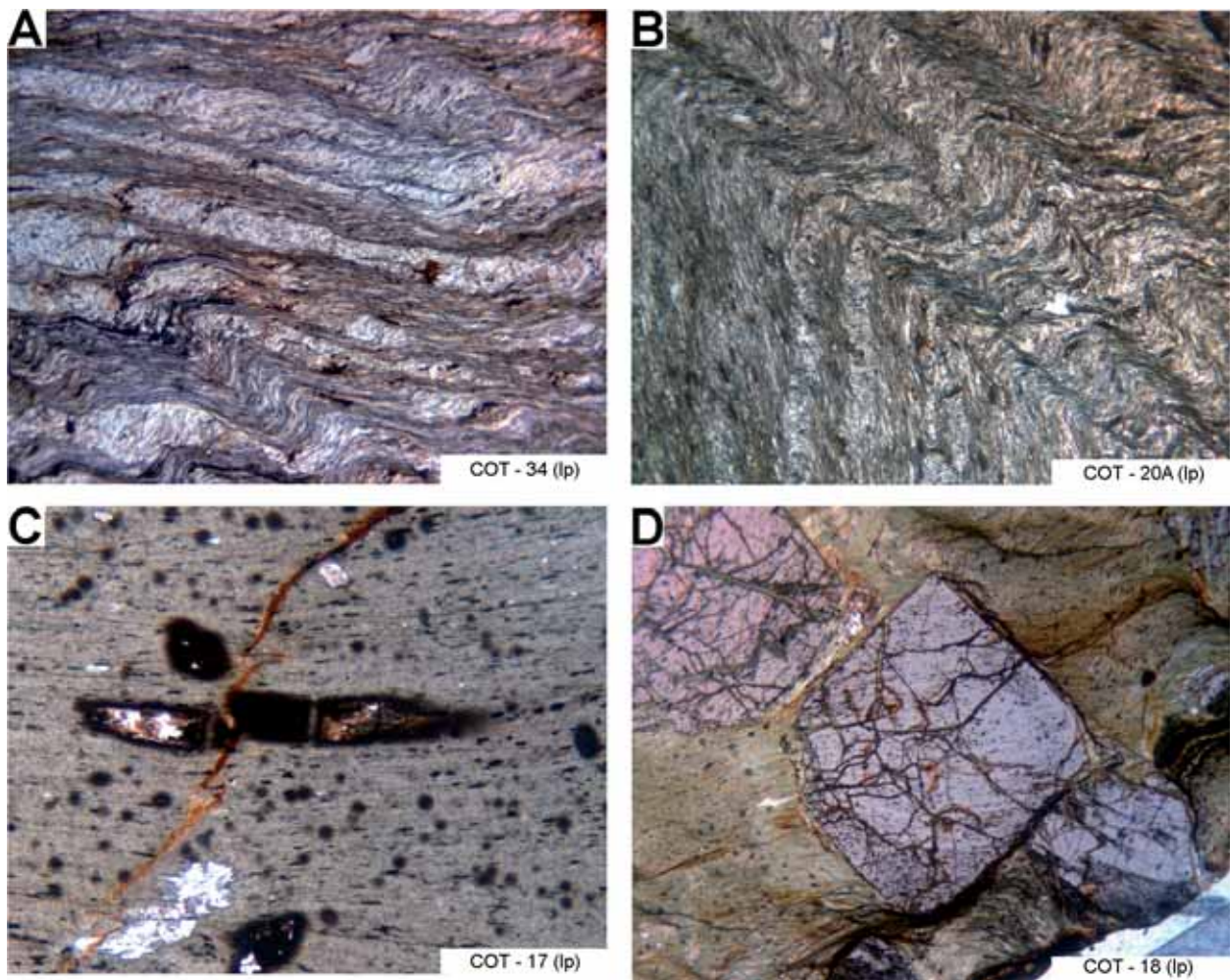


Figura 26. Muestras COT-34 (A) y COT-20 (B) mostrando tres foliaciones tectónicas; el clivaje de crenulación que pliega al bandeado tectónico se dispone paralelo al plano axial de pliegues con vergencias hacia el SO (ver Fig. 25A). C) Cristal de circón estirado en el sentido de la foliación mostrando boudinage. D) Porfiroblasto de granate con inclusiones ligeramente rotadas en su interior y rectas en los bordes. lp, luz polarizada; nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A, B, D – 8 mm; C – 0,54 mm.

Llegados a este punto y de acuerdo con los datos aportados, puede afirmarse que en esta unidad se reconocen tres fases principales de deformación. La primera (D_1) es de carácter regional y se caracteriza por el desarrollo de un clivaje pizarroso (S_1) prácticamente paralelo a la estratificación. La segunda fase de deformación (D_{ze1}), se manifiesta en casi toda la zona como un bandeado tectónico muy penetrativo (S_{ze1}) que presenta un buzamiento bajo hacia el SO, y se dispone paralelo a la falla que limita esta zona por el E, por lo que puede deducirse que debe relacionarse con ella. El hecho de que esta foliación posea cierto carácter milonítico, con una lineación de estiramiento asociada (tectonita LS) y elementos de la fábrica (porfiroblastos) con simetría monoclinica, juega a favor de esta hipótesis. Una tercera fase de deformación (segunda asociada a la zona de cizalla, D_{ze2}) suele manifestarse cerca de las fallas que limitan la Zona III;

se trata una foliación espaciada (S_{ze2}) que presenta un grado de desarrollo muy variable. Suele presentar buzamientos subhorizontales o bajos preferentemente hacia el NE y se asocia a pliegues con vergencia SO cuyos ejes siguen aproximadamente la dirección de la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero.

Zona IV: Segunda unidad formada por rocas con cianita y andalucita.

Está constituida por rocas silúricas y probablemente también ordovícicas, en ocasiones difíciles de reconocer debido a la falta de afloramientos de calidad y a la complejidad estructural y metamórfica de la zona; los mejores afloramientos se sitúan en los valles de los ríos y en la carretera N-640, por lo que las observaciones se ceñirán principalmente a esas zonas (Fig. 42). Se encuentra

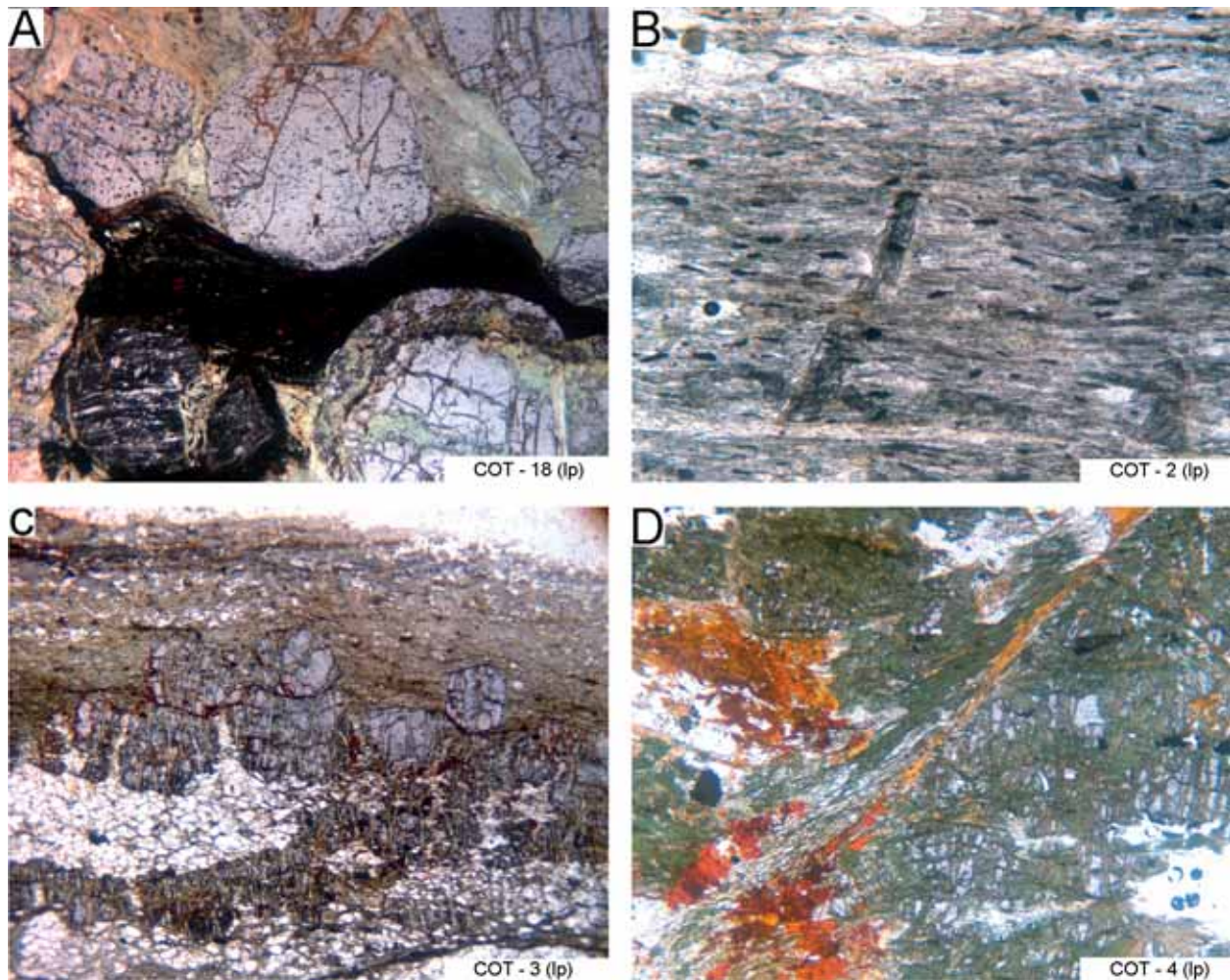


Figura 27. A) Cuerpos lenticulares deformados de minerales opacos y fragmentos de óxidos de hierro en los esquistos verdes oscuros de la Fm. Luarca. B) Psamopelita con clivaje continuo paralelo a la estratificación; se observa un porfiroblasto de cloritoide que engloba la foliación, deformándola ligeramente, y que desarrolla sombras de presión incipientes. C) Esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate intercalado en las ampelitas; los porfiroblastos de granate muestran fracturas de tensión perpendiculares a la foliación y se encuentran estirados en una dirección paralela a ella. D) Microcizalla cortando a 45° la foliación horizontal; se observan también porfiroblastos de granate fuertemente estirados. lp, luz polarizada, nc, nicols cruzados. Ancho de vista A y C – 8 mm; B y D – 5,3 mm.

limitada al E por las Zonas II o III (ver Fig. 10), mientras que su límite O, representado por la desaparición de las estructuras ligadas a la zona de cizalla, es lógicamente difuso.

Los niveles situados más al E de la Zona IV (Fig. 43) están constituidos por filitas o esquistos oscuros satinados con cianita y moscovita en los pseudomorfos de And y un ligero aspecto cornubianítico (a veces incluso noduloso, como sucede en la muestra COT-52) que hacia las partes meridionales intercalan capas de cuarcitas grises y negras. En los alrededores de la localidad de A Conguada (Fig. 42A), donde afloran estos niveles de esquistos o filitas negras monótonas, puede observarse una disminución del tamaño de los granos recrystalizados hacia el O; así, cerca del río Ferreira (x: 603000; y: 4750900) se encuentran esquistos con cristales de cianita de más de

medio centímetro de longitud, mientras que al otro lado del río afloran esquistos y filitas de menor tamaño de grano. Hacia el O, estos materiales dan paso a filitas que esporádicamente pueden presentar porfiroblastos de clorita o cloritoide, ya sin aspecto cornubianítico, con un metamorfismo regional en la zona baja de la facies de los esquistos verdes.

Las rocas que se acaban de describir presentan dos foliaciones principales: una esquistosidad o clivaje continuo ($S_1 + S_{zc1}$?) paralelo a la estratificación y que suele estar afectada por pliegues generalmente vergentes al SO; y un clivaje de crenulación de plano axial de estos pliegues, con buzamientos bajos (8-25°) hacia el ENE (S_{zc2}) (ver cortes de la fig. 42). Los ejes de los pliegues y la lineación de intersección se disponen generalmente paralelas a la falla que limita la Zona IV por el E (Figs. 42a, d y e),

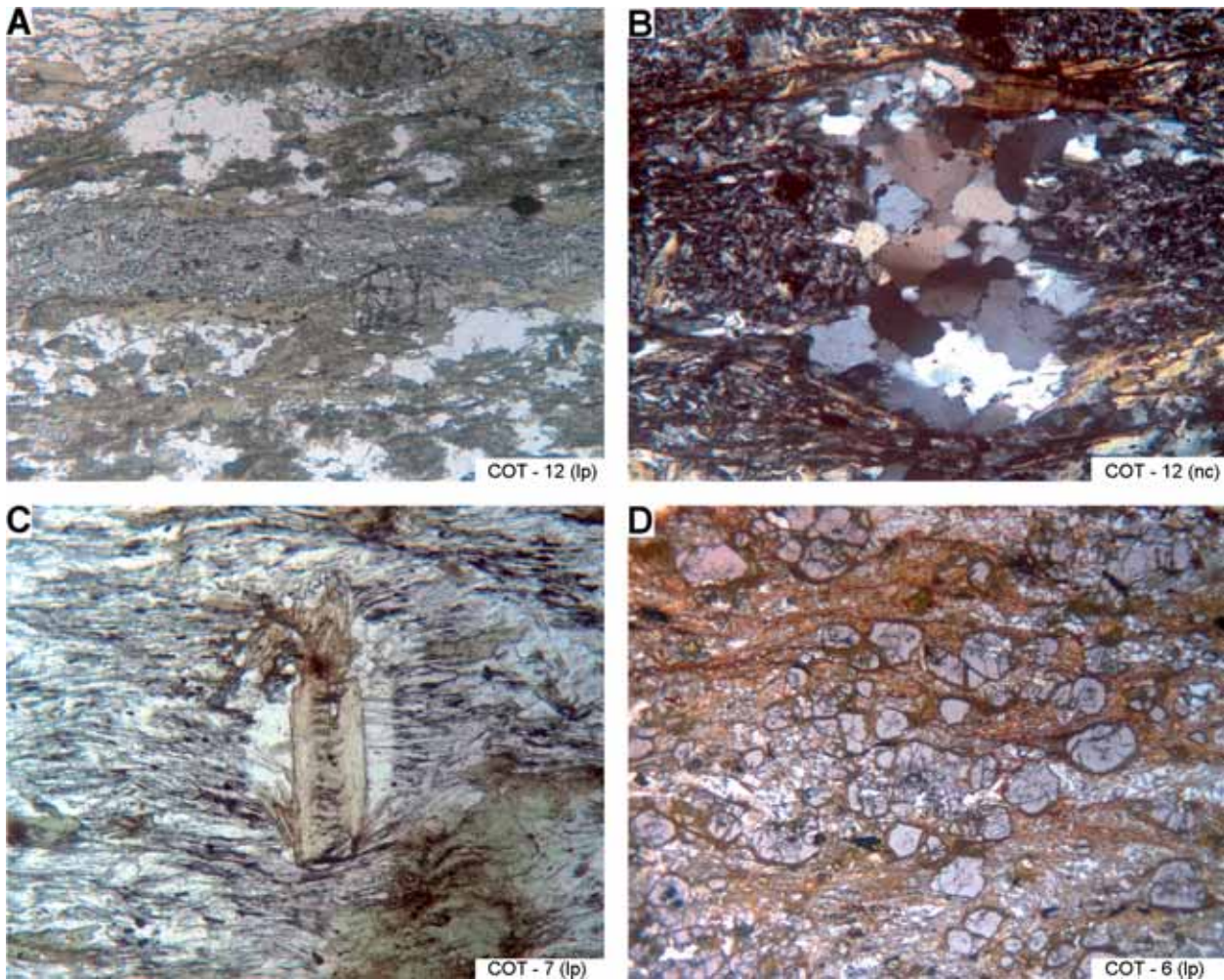


Figura 28. A) Psamopelita con un nivel formado casi exclusivamente por cloritoide orientado y circón (en el centro), paralelo a la foliación continua. B) Detalle de los mecanismos de deformación plástica en el cuarzo; también destaca la fuerte birrefringencia de las micas verdes (indicando que se trata de biotita y no de clorita). C) Detalle de un porfiroblasto de cloritoide mostrando inclusiones orientadas con patrones complejos. D) Foliación milonítica con reducción del tamaño de grano de la matriz en una anfíbolita. lp, luz polarizada, nc, nicole cruzados. Ancho de vista: A – 5,3 mm; B y C – 1,35 mm; D – 8 mm.

aunque localmente (alrededores de O Mazo) muestran una dirección ONO-ESE (Fig. 42f).

En lámina delgada, la primera foliación es un clivaje o esquistosidad (dependiendo del grado de cristalización) continua definida por la orientación preferente de las micas y opacos. Superponiéndose a esta, se observa un clivaje o esquistosidad de crenulación grosero pero generalizado (Figs. 43A y 44A). En algunos protolitos, en cambio, puede observarse como un clivaje de crenulación bien definido y marcado.

Los pseudomorfos de andalucita (agregados micáceos y cianita; ver p. ej. Figs. 43C y 44A y C) presentan inclusiones orientadas con patrones rectos en continuidad con la foliación continua (Figs. 43B y C, 44A y C), y muchas veces muestran formas alargadas paralelas a la foliación

(Figs. 44A y C), e incluso pequeñas sombras de presión. La cianita también presenta inclusiones orientadas con patrones rectos, muestran generalmente sombras de presión alargadas paralelas a la foliación continua y, de forma esporádica, desviación de la foliación espaciada a su alrededor (Fig. 44B). Aunque algunos cristales son claramente postectónicos (Fig. 44C), la presencia de sombras de presión y desviación de la foliación indica que algunos comenzaron a crecer cuando todavía estaba desarrollándose la foliación continua, posiblemente en etapas tardías, dado el pobre desarrollo de las sombras de presión y la ausencia de rotación de los porfiroblastos. La presencia de inclusiones orientadas en la andalucita indica que ésta es sin y/o postectónica con respecto al desarrollo de la foliación continua. A su vez se observa que la cianita, que crece posteriormente a la andalucita, presenta relaciones de crecimiento sintectónicas, proba-

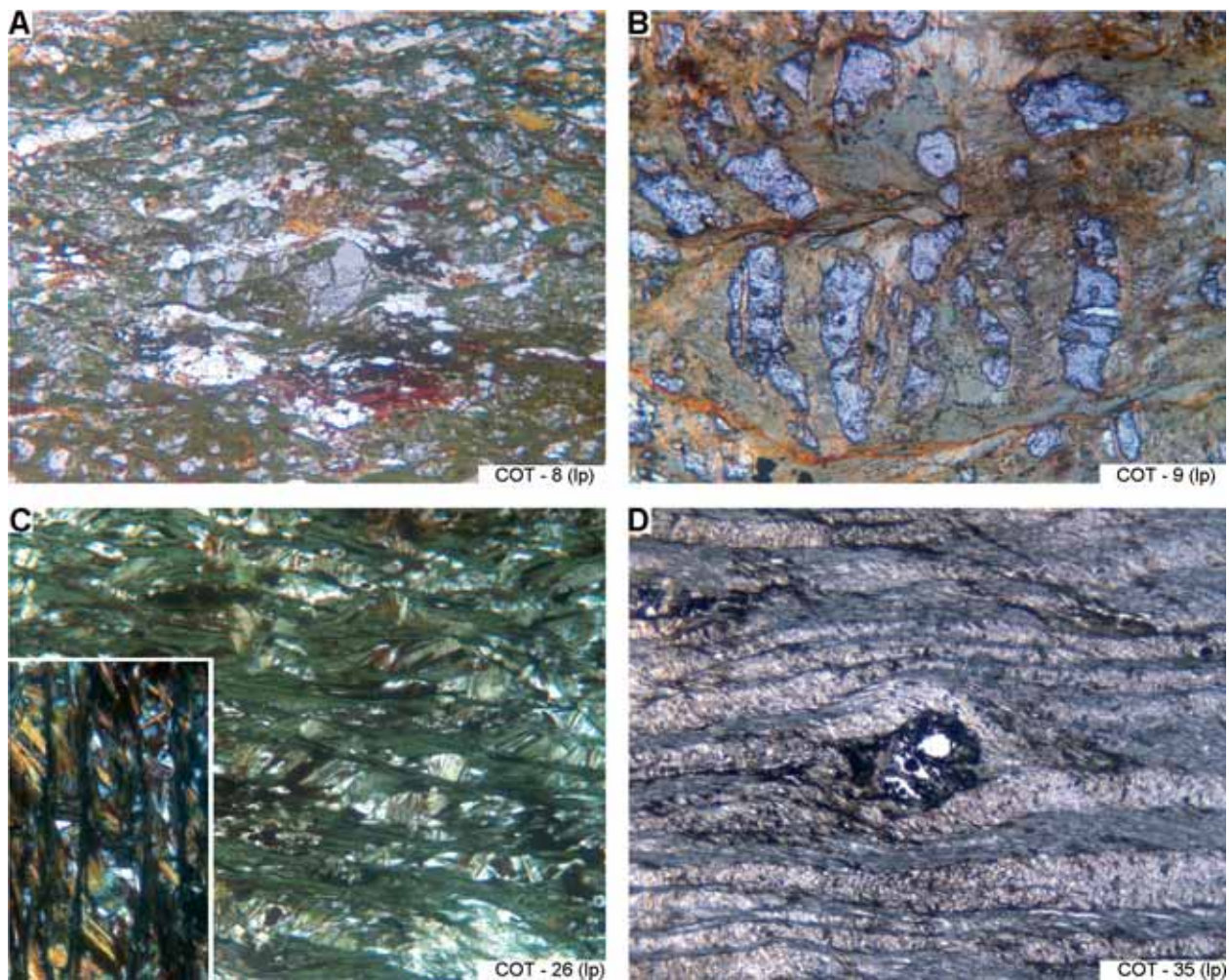


Figura 29. A) Esquisto verde oscuro con porfiroclastos (porfiroblastos fragmentados) de granate. B) Detalle de un granate boudinado, fuertemente estirado. C) Detalle de la parte pelítica de un esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate mostrando un clivaje de crenulación muy fino. En la parte inferior izquierda se muestra un detalle de éste con n.c. D) Pseudomorfo de granate, nótese que en la parte superior presenta una sombra de presión alargada en la dirección del clivaje continuo. Ip, luz polarizada, nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A-5,3 mm; B y C - 1,35 mm; D-8 mm.

blemente tardías con respecto a la misma, dado el pobre desarrollo de las sombras de presión. Esto significa que durante el desarrollo de esta foliación han existido al menos dos eventos metamórficos diferentes, uno asociado a la aparición de andalucita y otro a la aparición de cianita (ver cap. de metamorfismo). Tampoco puede descartarse que el desarrollo de la foliación continua se haya producido durante más de una fase de deformación, ya que la aparición de estas fases minerales parece estar relacionada con la zona de cizalla y no con la fase regional D_1 .

Los porfiroblastos de cloritoide son de dos tipos: unos presentan sombras de presión, desviación de la foliación continua, inclusiones con patrones rectos y están fracturados (ver Fig. 44D); y otros, que son mayoría, carecen de sombras de presión y presentan un crecimiento clara-

mente postectónico con o sin inclusiones. Alguno de estos últimos, presenta evidencias de un crecimiento sintectónico tardío con respecto a la foliación continua o bien intertectónico con respecto a las dos foliaciones visibles (Fig. 43D). El crecimiento del cloritoide puede considerarse que comenzó en las etapas tardías de la formación de la esquistosidad continua y finalizó antes de la formación de la esquistosidad de crenulación.

En una muestra que presentaba venas de cuarzo (COT-21) se ha observado que los cristales presentan extinción ondulante y subgranos (Fig. 45A), y en la que los límites entre granos suelen ser muy irregulares y de forma lobulada. Estas características típicas de una recrystalización dinámica de tipo GBM implican una temperatura relativamente alta (de al menos 500°C según Stipp et al., 2002) durante algún momento de la deformación.

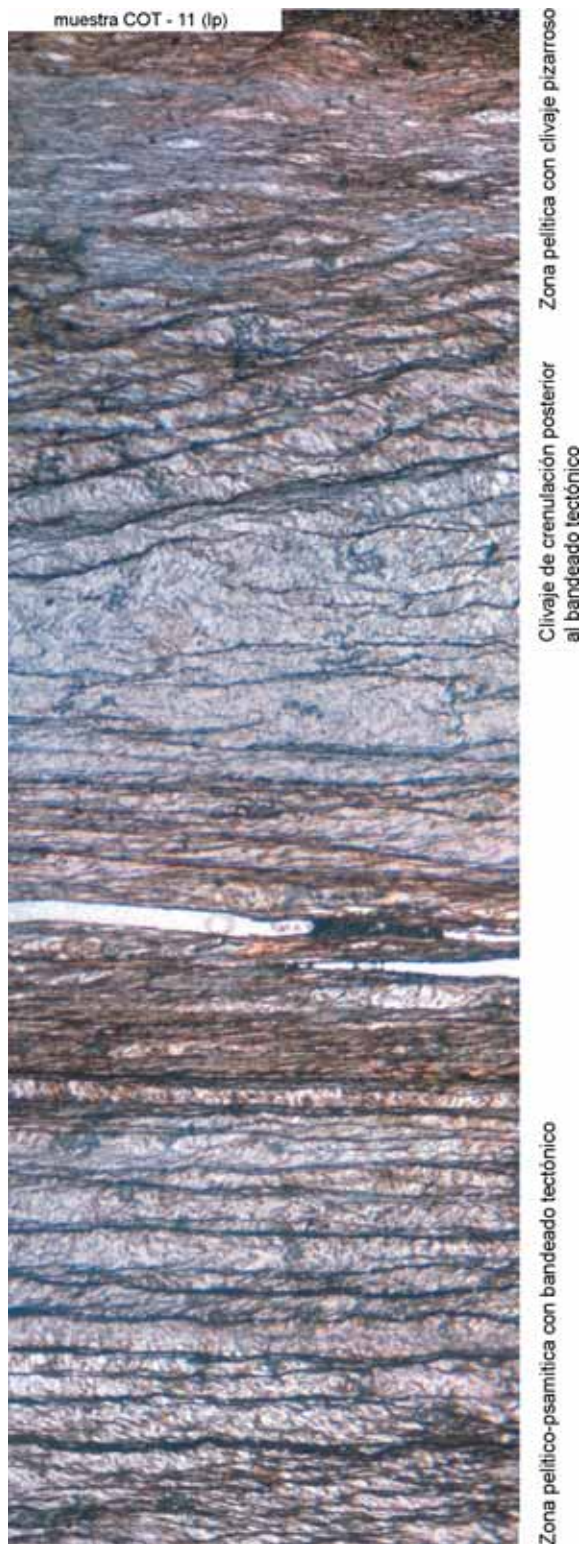


Figura 30. Detalle de la muestra COT-11. Dependiendo de su contenido en cuarzo y micas desarrolla una foliación continua de tipo clivaje pizarroso o una foliación espaciada de tipo bandeado tectónico o clivaje de crenulación muy desarrollado. El clivaje de crenulación posterior al bandeado tectónico, solo se desarrolla en algunos dominios y es oblicuo a éstos. Ancho de vista 8 mm.

En el corte de la figura 42A se observa que en el entorno de Cobreiro y al O de Mamoelas (donde el río Ferreira transcurre en dirección E-O) existen filitas oscuras satinadas con cianita que hacia el O pasan a ampelitas; se trata en ambos casos de rocas moteadas de aspecto cornubianítico, lo que pone evidencia la actuación de un metamorfismo de contacto previo (Fig. 46). El hecho de que se encuentren en contacto directo rocas con diferente evolución metamórfica permite deducir la existencia de contactos mecánicos entre ellas (Fig. 42A y C). Además, ambas unidades de roca también presentan diferencias estructurales, ya que en la unidad oriental se aprecian dos foliaciones claramente diferentes la segunda de las cuales buza hacia el ENE, mientras que en la occidental se aprecia una sola foliación que muestra buzamientos moderados hacia el SO (Fig. 42).

Como se observa en los cortes de la figura 42 existen cambios de norte a sur en cuanto a la disposición de rocas con metamorfismo de contacto previo, pero las características estructurales son esencialmente similares. Cabe destacar la abundancia de pliegues, a veces subcilíndricos y sin mostrar una vergencia clara, que se encuentran en la zona de O Mazo (Fig. 42C). Este plegamiento debe de estar condicionado en parte por la abundancia de intercalaciones cuarcíticas en la zona. En este sector, el plegamiento asociado a la zona de cizalla llega incluso a afectar a las rocas situadas al NO de la localidad de A Volta da Varela, donde afloran ya las cuarcitas culminantes de Ordovícico inferior.

Por otra parte, como puede observarse en la figura 5, el nivel de ampelitas que pasa por las localidades de O Burgo, Sestelo y Marzán se va acercando progresivamente a la zona de cizalla hacia el Norte. Esto implica que el grado de deformación producido por cizalla es diferente de Norte a Sur y permite relacionar las fábricas con la zona de cizalla. Así, cerca Vilar do Salgueiro estas rocas se encuentran afectadas por varias foliaciones (Fig. 47; muestra COT-56). Hacia el S, la zona de cizalla se aleja progresivamente de estos niveles, de modo que su influencia va siendo cada vez menor. De este modo, los pliegues desaparecen y la foliación relacionada con la cizalla se limita a un clivaje de crenulación que presenta buzamientos moderados ($36-43^\circ$) hacia el OSO (p. ej. al sur de Sestelo, en la carretera autonómica) o como una foliación continua a simple vista (por ejemplo en el corte del río situado al O de Mamoelas; Fig. 42A). Al sur de Regodeiras, esta foliación solo se manifiesta ocasionalmente como un clivaje de crenulación espaciado que buza hacia el ENE (p.ej., al norte de Marzán).

Zona V: las rocas del flanco oriental del antiforme del Olló de Sapo no afectadas por la zona de cizalla.

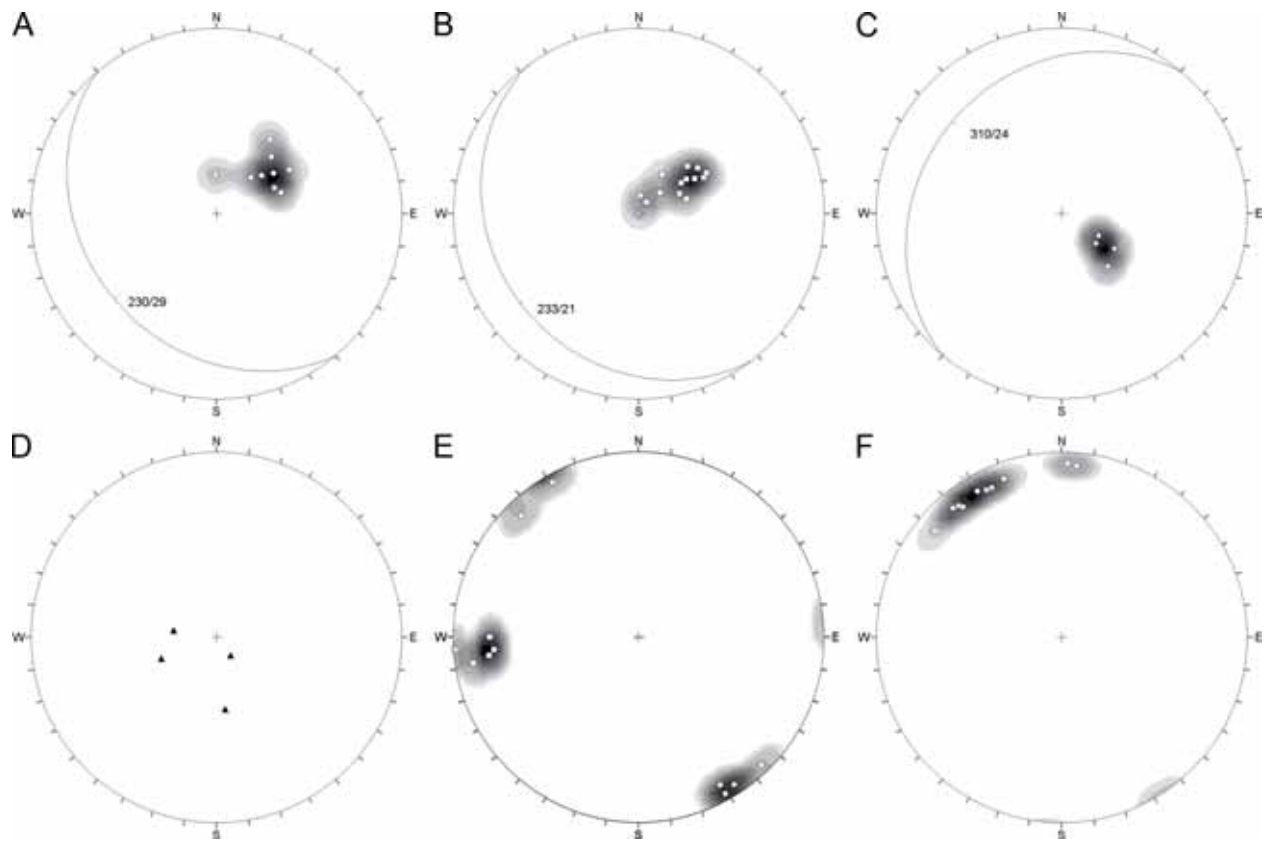


Figura 31. A) Distribución de los polos de planos de estratificación y clivajes continuos regionales; contornos cada 5%. B) Distribución de los polos de planos de bandeo tectónico y clivajes pizarrosos asociados a la zona de cizalla; contornos cada 5%. C) Distribución de los polos del clivaje de crenulación posterior al bandeo tectónico con lineación de intersección asociada E-O; contornos cada 8%. D) Distribución de clivajes de crenulación subhorizontales. E) Distribución de las lineaciones de intersección Lzc1 (círculos), LE-O (cuadrados); contornos cada 5,5 y 6,5% respectivamente. F) Distribución de los ejes de los pliegues en vaina. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

Las rocas de esta zona poseen un buzamiento alto (entre 60 y 89°) hacia el O (Fig. 48A). La foliación de referencia es comúnmente un clivaje pizarroso S_1 en las rocas pelíticas y la estratificación en los niveles cuarcíticos, aunque en alguna zona se ha observado también un clivaje de crenulación o un bandeo tectónico subparalelo al primero (p. ej., al O de la localidad de Marzán, x: 602140; y: 4748090). En las cuarcitas culminantes que afloran entre las coordenadas 4750000 y 4748000 se pueden observar pliegues con planos axiales subverticales (Fig. 49). Estas cuarcitas, presentan sobre el plano de estratificación una lineación de intersección muy marcada (Fig. 48B) paralela a los ejes de los pliegues (Fig. 49B). También se han medido lineaciones minerales sobre el plano de estratificación o sobre el clivaje pizarroso con la misma orientación (ej. al O de la localidad de Montecalvo o en la muestra COT-54).

Metamorfismo

Abril Hurtado y Pliego Dones (1976), basándose en el trabajo de Capdevila (1969), indican que práctica-

mente toda la zona cartografiada situada en el bloque superior de la falla de Vivero se encuentra dentro de la isograda de la clorita (zona baja de la facies de los esquistos verdes) y solo en la zona adyacente al Domo de Lugo (donde las rocas muestran un metamorfismo en facies de anfibolita, zona de la estaurolita) y en la parte septentrional del bloque superior aparecen la biotita, el granate e incluso la estaurolita (Fig. 50). Un hecho destacable es que muestran las isograsas plegadas siguiendo aproximadamente la estructura general del antiforme de Ollo de Sapo y citan la presencia de cianita en una franja paralela a la Falla de Vivero (aunque no la muestran en el mapa de isograsas; Fig.50). En este mapa, existe una isograda (la de la estaurolita que pasa por la localidad de Guntín) que corta a las demás y por la cual estos autores trazan la falla de Vivero. Como se observa en la figura, las fallas cartografiadas en este trabajo no están totalmente de acuerdo con el mapa presentado por estos autores. Así, se observa que presentan los siguientes proble-

mas: i) la falla que separa el bloque superior del inferior no coincide totalmente con la isograda que corta a las demás. Esto se hace evidente sobre todo en la parte SE de la figura; ii) en la parte norte, las fallas cortan a las isogradas sin que estas estén desplazadas. El primer problema parece estar causado por la presencia de asociaciones con estaurólita en el bloque superior de la falla de Vivero. Esta fase mineral se encuentra típicamente adyacente a la falla tradicional de Vivero en la partes SE del mapa (alrededores de Vilar), pero se trata de rocas afectadas por un metamorfismo de alta T y relativamente baja P, y no tiene nada que ver las asociaciones con

estaurólita típicas de la secuencia barroviense o P intermedia. Con respecto al plegamiento de las isogradas que estos autores interpretan en la parte norte, puede decirse que no parece coherente con las fallas cartografiadas ni tampoco con el contexto regional, ya que parece mostrarse con esto que el movimiento de la zona de cizalla disminuye, incluso hasta desaparecer, hacia el norte (ya que se juntarían las isogradas de la estaurólita del bloque superior e inferior).

Por otra parte, Martínez et al. (1996), Reche et al. (1998a y b) y Martínez et al. (2001) describen en las

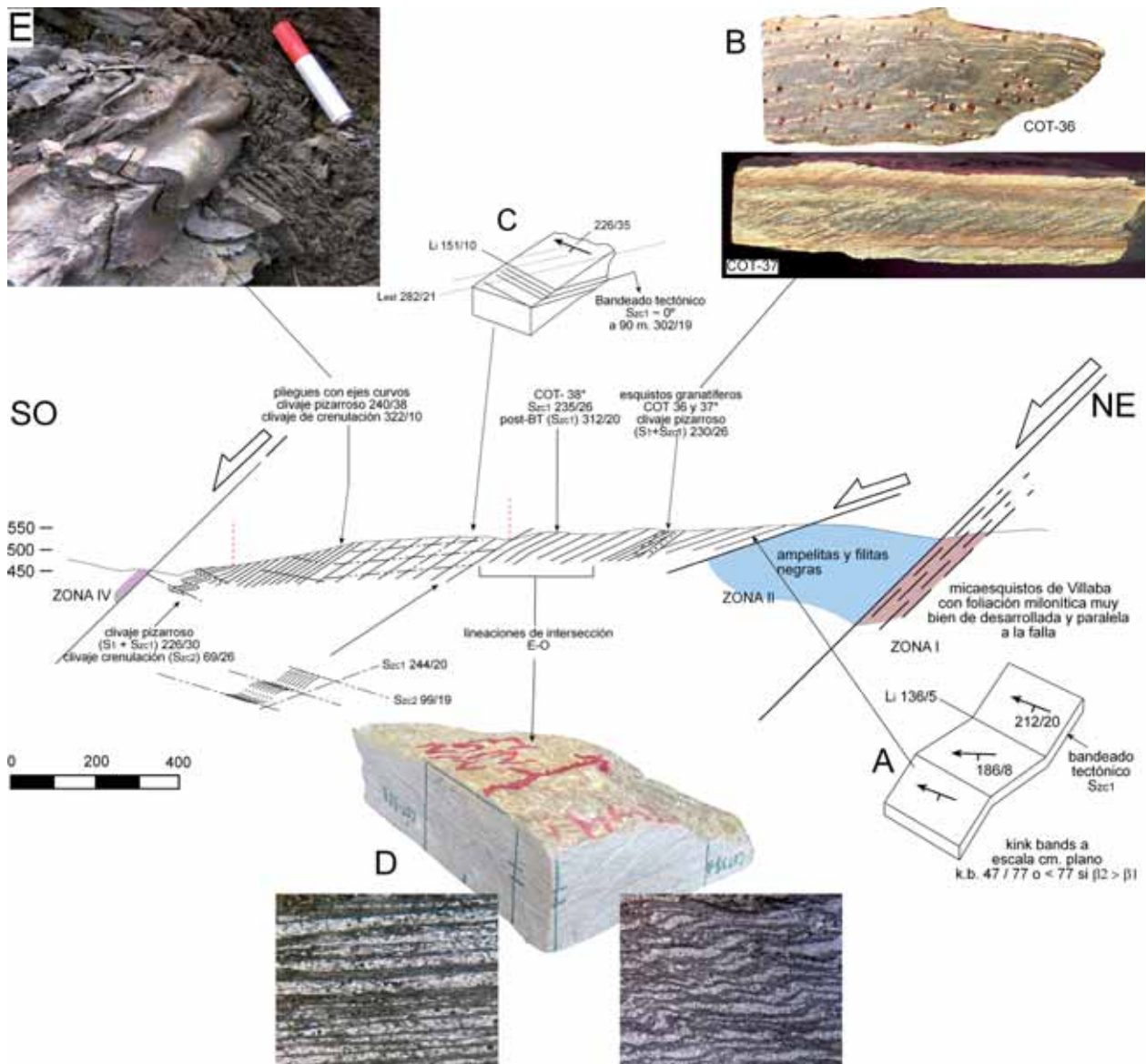


Figura 32. Corte del sector de Gondarén. Las líneas rojas representan la correlación con el corte de la figura 25. Situación del corte en la Fig. 10. Ancho de vista: D – 8 mm.

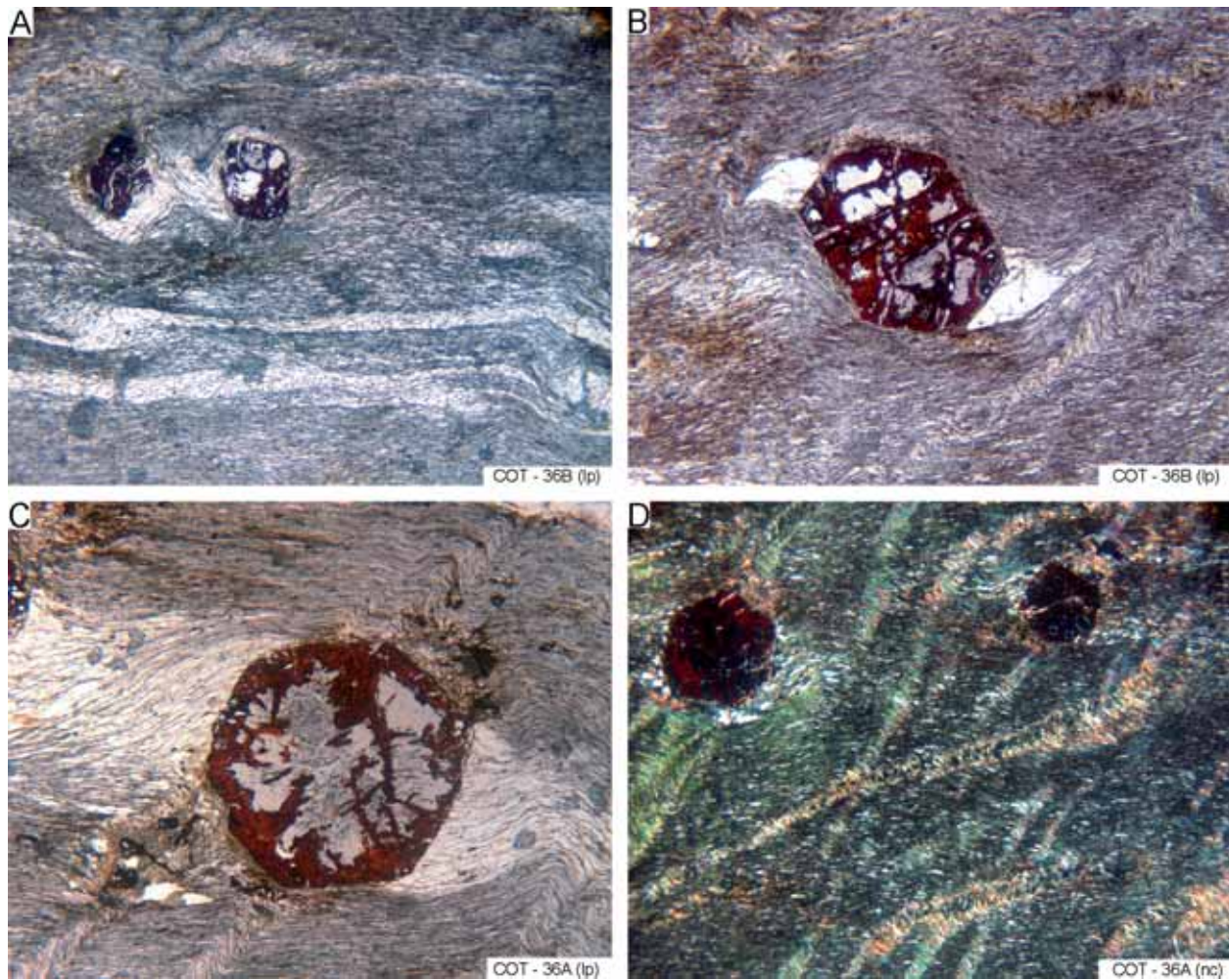


Figura 33. A) Foliación continua subparalela a la estratificación con pliegues intrafoliares en los niveles psamíticos (parte inferior derecha). B) Porfiroblasto de granate con sombras asimétricas indicando un movimiento de techo hacia el SSE durante el desarrollo de la foliación continua. C) Porfiroblasto de granate con inclusiones orientadas con un patrón (COT-36). D) Crenulaciones conjugadas de tipo kink. lp, luz polarizada, nc, nicole cruzado. Ancho de vista: A y D – 8 mm; B y C – 5,3 mm.

rocas adyacentes a la falla de Vivero y situadas en el extremo NE del antiformal de Ollito de Sapo (al norte de la zona estudiada), un metamorfismo complejo de baja y media presión con presencia de cianita y andalucita, con una secuencia metamórfica excepcional (And-Ky-And) en pizarras gráficas ricas en Al. Esto hace suponer que el metamorfismo en la zona de Guntín debe de ser más complejo que el establecido por Abril Hurtado y Pliego Dones (1976).

En la descripción que sigue se utilizará la misma separación en zonas establecida para la descripción de la estructura (ver Fig. 10). En las asociaciones minerales que se citan en adelante, se obviarán la moscovita y el cuarzo por ser minerales ubicuos en todas ellas.

Zona I: Las asociaciones minerales observadas en los Micaesquitos de Villalba son del tipo St-Bt-

Ms-Grt (en la que la Bt crece en las sombras de presión y la St y el granate están corroídos) (muestra XIS-41), Bt-Grt-St-Chl (muestra COT-61) y Chl-Grt-St-Bt \emptyset (muestra COT-59) (creciendo en estas dos últimas muestras Chl a partir de Bt y Grt y también sericita a partir de St). Así, estas rocas parten de una asociación del tipo St-Bt-Grt que representa unas condiciones para el pico metamórfico según Reche et al., (1998a y b) de al menos unos 8 kbar de presión y temperaturas mayores a 600° C dentro de la facies de las anfibolitas y con un tipo bórico intermedio. El desarrollo de la foliación milonítica es posible que comenzara en estas condiciones (ver discusión en el capítulo de estructura), pero la mayoría de su desarrollo puede considerarse que se llevo a cabo en grados más bajos, correspondientes a la facies de los esquistos verdes.

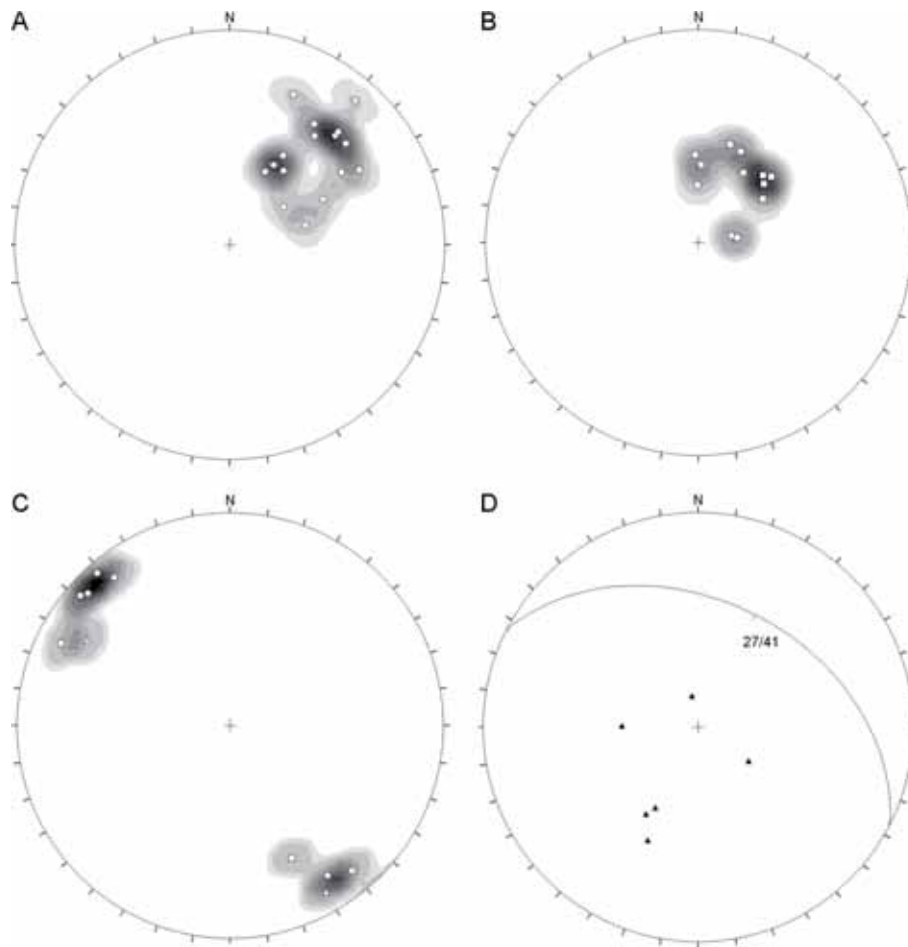


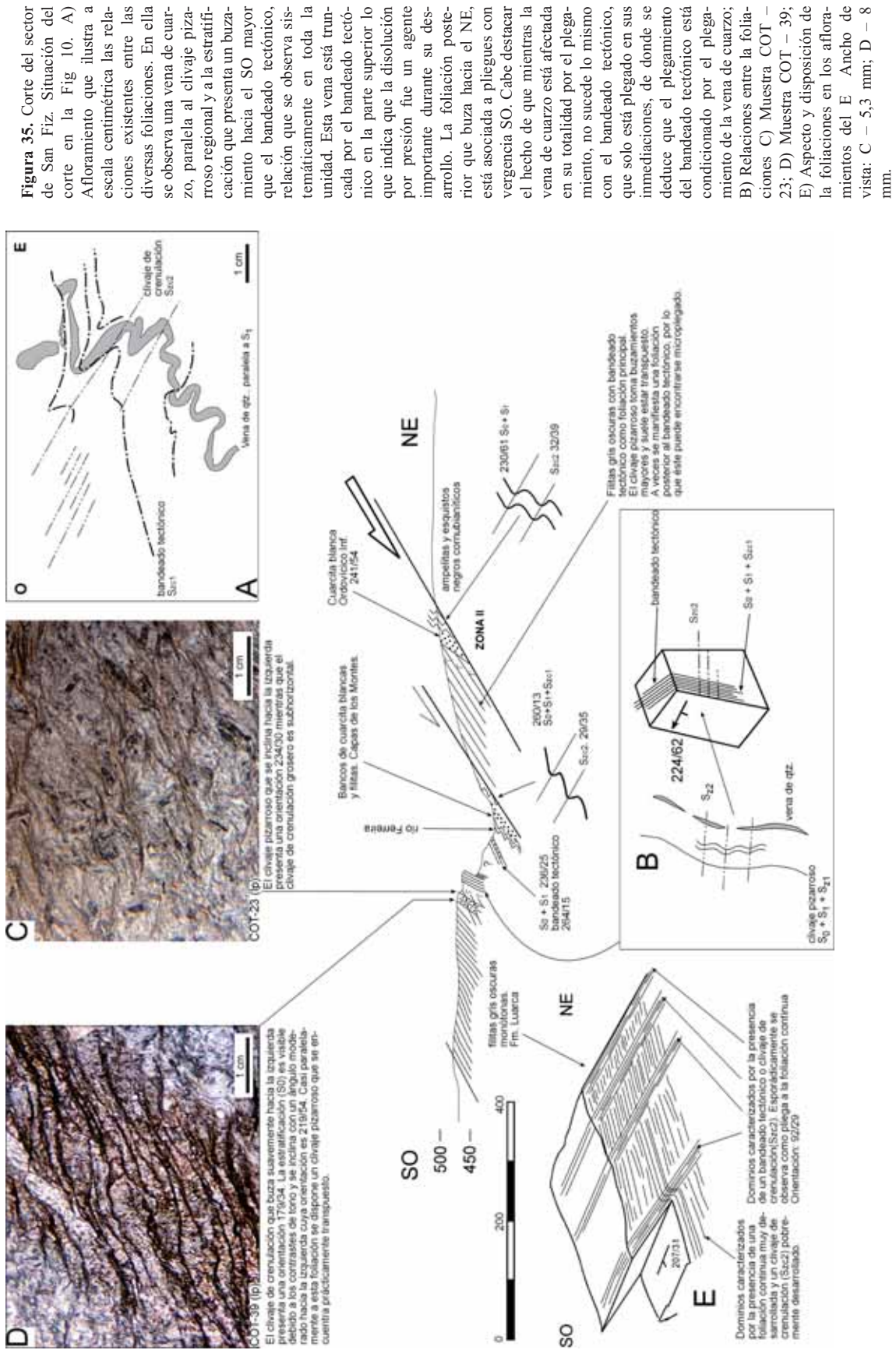
Figura 34. A) Distribución de los polos de planos de estratificación y clivaje continuo regional (S_r+S_s); contornos cada 3%. B) Distribución de los polos de planos de bandeado tectónico o clivaje pizarroso asociados a la zona de cizalla (S_{cz}); contornos cada 4%. C) Distribución de las lineaciones de intersección, L_{x1} (cuadrados), L_{x2} (círculos) y L_x (triángulos); contornos cada 3,5%. D) Distribución de los polos del clivaje de crenulación posterior al bandeado tectónico. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

Además, estas rocas presentan una retrogradación hacia la facies de los esquistos verdes, en la que se desestabiliza el granate y la estaurrolita y aparece la clorita, siendo en ocasiones intensa esta cloritización (ver p. ej. muestra COT-59). De acuerdo con Martínez-Catalán (1985), Bastida et al. (1986) y Reche et al. (1998a y b) este retrometamorfismo estaría causado por un evento descompresional.

En relación con la distribución espacial del metamorfismo, destaca el hecho de que la retrogradación se hace más intensa hacia el N (nótese que la muestra XIS-41 no presenta clorita) y también que el grado metamórfico parece aumentar hacia el sur, ya que aumenta el tamaño de los granos recrystalizados. Así, la muestra situada más al norte (COT-59; ver Anexo I), presenta una cloritización más acusada y un tamaño de grano menor que las otras dos muestra recogidas, y no muestra evidencias de metamorfismo de contacto a pesar de estar próxima al leucogranito de Hombreiro.

Zona II: En los esquistos negros nodulosos (rusty schists) las asociaciones minerales observadas son Chl-Bt (con indicios de And previa) (muestras COT-41 y 43); And-St-Cld \pm Ky \pm Chl (mostrando And y Bt texturas de desequilibrio, mientras que Ky, Cld y Chl son nuevos) (muestra COT-48); y St-Chl \downarrow (con indicios de And previa) (muestra COT-47). Por su parte, en las ampelitas silúricas existen asociaciones del tipo Chl-Bt (muestra COT-40) y Bt-Chl-Cld (muestra COT-42).

En esta zona destaca la presencia de rocas de aspecto noduloso (cornubianítico) con porfiroblastos retrogradados de andalucita (tal como se observa en las muestras COT-41, 43, 47, 48), que se encuentran imbricadas mediante contactos mecánicos con otras rocas que presentan diferentes grados metamórficos y que no registran este metamorfismo de contacto previo. Rocas análogas a la muestra COT-48, han sido descritas más al Norte y próximas a la falla de Vivero por Reche et al. (1998a) y Martínez et al. (2001). Estos últimos autores deducen que estas



rocas evolucionaron a partir de una asociación mineral con And (probablemente del tipo St-And-Bt) hacia otra del tipo Cld-Ky-Chl y finalmente hacia una asociación con St-Cld-Chl-Ky. Esta evolución implica una secuencia de calentamiento-enfriamiento-calentamiento en condiciones prácticamente isobáricas (ver Martínez et al., 2001, Figs. 4 y 6). Sin embargo, la evolución de las otras muestras de rocas nodulosas citadas aquí, que contienen también And y que posteriormente dan lugar a asociaciones sin Ky, no han sido citadas en dichos trabajos. El evento metamórfico de baja presión es posterior a la fase de deformación regional D_1 y, al menos en algunas muestras, contemporáneo con el movimiento de la zona de cizalla asociada a la Falla de Vivero (ver discusión en el cap. de estructura). Los cristales de estaurólita en la muestra COT-47 crecen sintectónicamente con respecto a la foliación asociada a la zona de cizalla, luego el segundo evento metamórfico de calentamiento de las rocas adyacentes a la falla de Vivero debió de producirse en relación con su desarrollo. Aunque por otra parte también se deduce en otras muestras una cloritización contemporánea con el desarrollo de la misma.

Zona III: En las pelitas y psamopelitas de esta zona se han observado las asociaciones siguientes: $\text{Chl} \pm \text{Cld} \pm \text{Grt}$ (el Cld puede llegar a ser muy abundante en algunos protolitos y la Chl, aunque es ubicua en las rocas de esta zona, puede estar en pequeña proporción; el Grt aparece esporádicamente y siempre está corroído o totalmente sustituido por óxidos, Chl y Cld, sobreviviendo como pseudomorfos) y $\text{Chl-Cld} \pm \text{Bt}$ (verde o marrón) $\pm \text{Grt}$. No se con-

sideran aquí las asociaciones minerales de las anfíbolitas, los esquistos verdes oscuros con porfiroblastos de granate y las cuarcitas, por no ser adecuadas para el establecimiento de eventos metamórficos.

En resumen, la asociación mineral más común en esta zona es la de Chl-Cld con relictos de Grt, por lo que se puede deducir que las rocas debían de presentar anteriormente una asociación mineral del tipo Cld-Chl-Grt , en ausencia de Bt. De acuerdo con esto, se deduce que estas rocas derivan de protolitos ricos en MnO y Al_2O_3 . Además, estas rocas debieron sufrir al menos un descenso de la temperatura; en la pseudosección P-T de la Fig. 51, puede observarse que la línea de equilibrio existente entre estas dos asociaciones minerales es prácticamente paralela al eje de la presión, por lo que no se puede discriminar si el enfriamiento se produjo isobáricamente, o bien si disminuyó o aumentó la P mientras la roca se enfriaba (esto es, una trayectoria P-T que atraviesa una simple línea de reacción puede variar 180°). También se puede concluir que el descenso de temperatura en estas rocas se produjo posteriormente a la fase D_1 , ya que el crecimiento del granate parece ser sintectónico con esta fase (ver discusión en cap. estructura).

Zona IV: Las asociaciones minerales observadas aquí son las siguientes: Ky-Cld (con evidencias de And y quizá Bt previas) (muestras COT-44, 52 y 53); $\text{Ky-Chl} \pm \text{Cld}$ (con evidencias de And previa) (muestra COT-49); y Chl (ampelita, muestra COT-56). Las rocas que presentan un evento metamórfico



Figura 36. Muestra COT-23. Porfiroblasto de cloritoide mostrando en su parte interna inclusiones orientadas que se disponen paralelas a la foliación continua. La zona externa está libre de inclusiones ya que crecieron sobre las sombras de presión. La trayectoria del clivaje de crenulación posterior (Szc1) está desviada en torno al porfiroblasto. Ancho de vista 1,35 mm (1p).

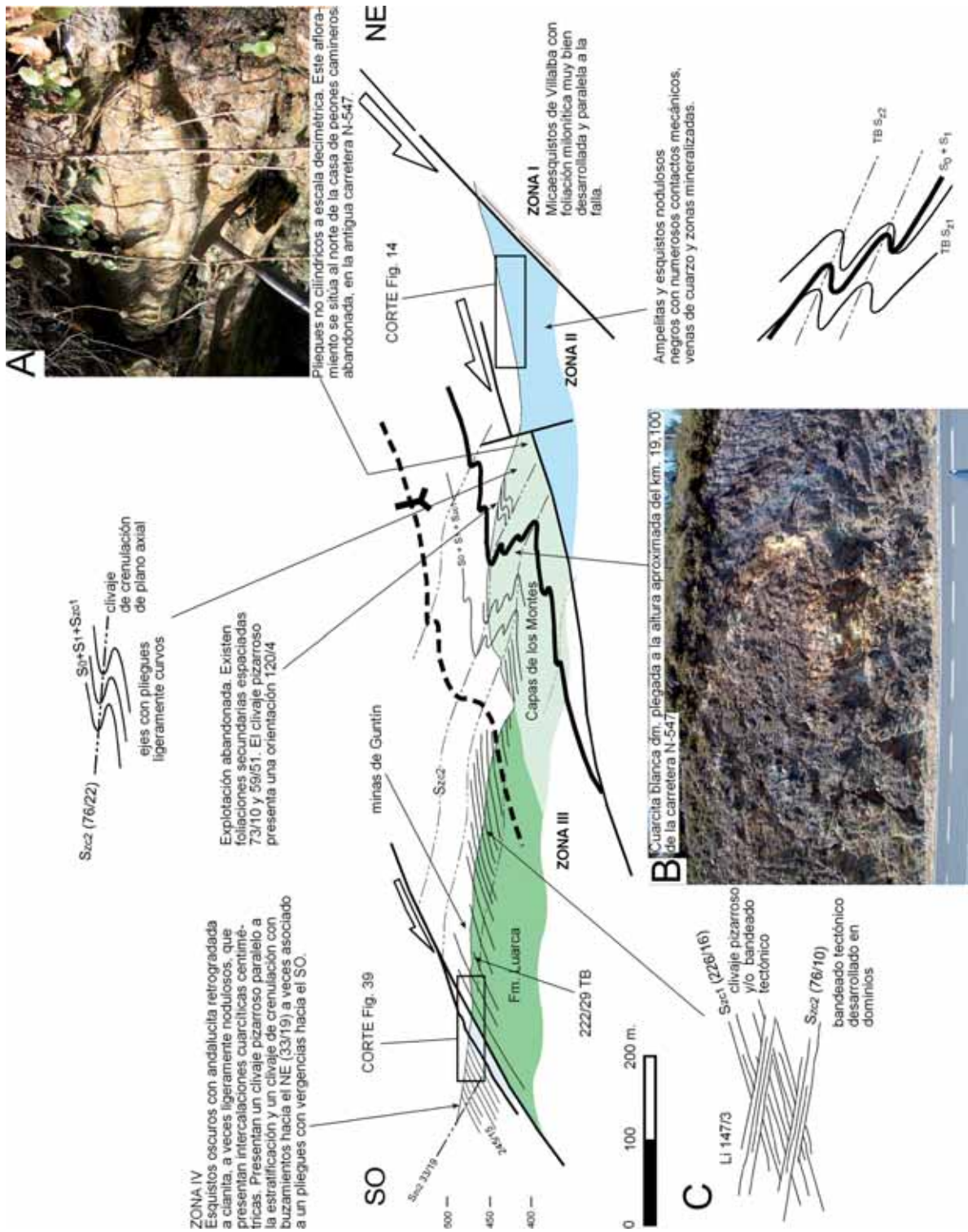


Figura 37. Corte del sector de Guntín. Ver situación en Fig. 10.

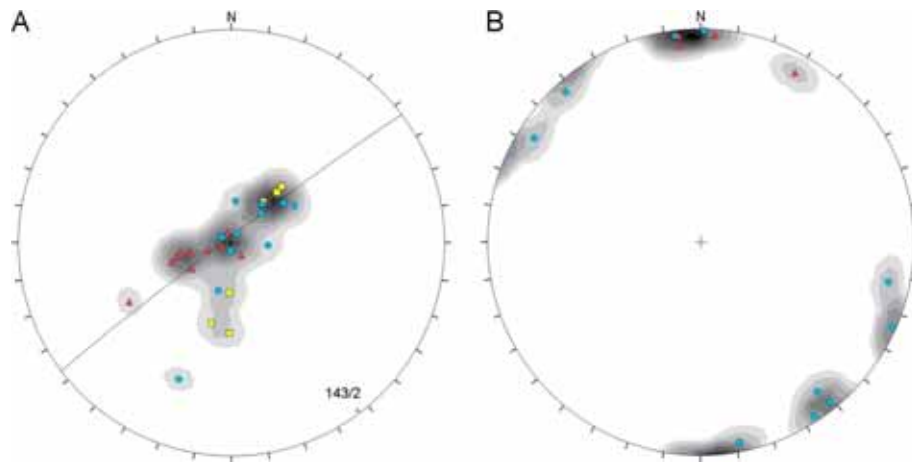


Figura 38. A) Distribución de los polos correspondientes a todas las foliaciones observadas en el corte de Guntín (Fig. 37): estratificación y foliaciones continuas regionales (círculos azules), bandeo tectónico y clivajes pizarrosos correspondientes a la zona de cizalla (cuadrados amarillos) y foliaciones espaciadas de plano axial de los pliegues (triángulos rojos). También se representa el mejor ajuste cilíndrico para todos los polos, obteniéndose un eje medio con dirección NO-SE; más del 90% de los polos caen dentro de un rango inferior a 20° , por lo que los pliegues pueden considerarse subcilíndricos (Ramsay y Huber, 1987). Contornos cada 3%. B) Distribución de las lineaciones de intersección; los triángulos rojos se corresponden con medidas tomadas en pliegues en vaina cercanos al límite E del corte de la figura 37, mientras que los círculos azules se corresponden con medidas tomadas directamente sobre los ejes de los pliegues o por intersección entre cualquier foliación y el clivaje de crenulación de plano axial. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

de baja presión anterior revelan una evolución que progresa desde una asociación mineral con $\text{And} \pm \text{Bt}$, a una asociación con $\text{Ky} - \text{Cld} \pm \text{Chl}$. Evoluciones análogas a ésta han sido descritas en el trabajo de Martínez et al. (2001) en rocas situadas en el bloque superior de la falla de Vivero y alejadas unos kilómetros de la misma (ver Reche et al. 1998, p. 382). Martínez et al. (op. cit.), asocian las rocas con And reemplazada por Ky y agregados de micas blancas a un evento de calentamiento-enfriamiento prácticamente isobárico dentro de la facies de los esquistos verdes (ver Fig. 4 de Martínez et al., 2001).

El evento de baja presión caracterizado por la presencia de andalucita se produjo posteriormente a la fase regional D_1 y, con toda seguridad, anterior a la foliación S_{z2} (relacionada con la formación de las fallas frágiles, ver Figs. 43 y 44 y su discusión en el texto). En cambio, la relación de este evento con respecto a la fase de deformación D_{z1} no es clara. Esto es debido a que en la Zona IV, la foliación S_{z1} no se manifiesta claramente (ver Fig. 42 y su discusión) y al hecho de que la foliación continua puede estar asociada a más de una fase de deformación (ver cap. estruc-

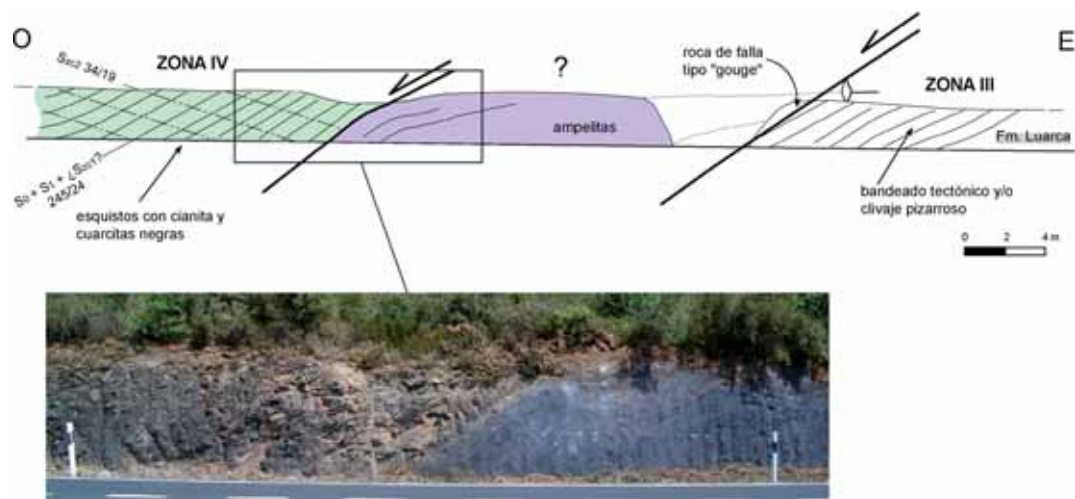


Figura 39. Corte levantado en el km 20 de la carretera N-547 (alrededores de Guntín), mostrando las rocas silíceas (ampelitas) situadas entre las Zonas III y IV.

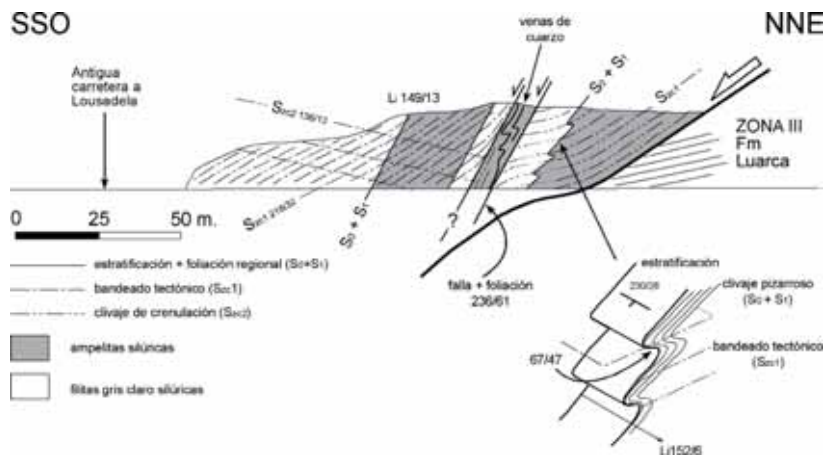


Figura 40. Corte en la carretera N-540, a la altura del enlace con la carretera que lleva a Irixe (x: 605540; y: 4748280) mostrando las foliaciones desarrolladas en las rocas silíceas situadas entre las Zonas III y IV.

tura). La cianita comenzó a crecer tardíamente con respecto al desarrollo de la esquistosidad/clivaje continuo y con toda seguridad su crecimiento es anterior a la fase S_{z2} (ver p. ej. descripción muestra cot-52 y Figs. 43 y 44). El cloritoide presenta un crecimiento generalmente posterior al clivaje continuo, aunque en algunos casos se observa un crecimiento sintectónico tardío.

Zona V: Las rocas que no han sido afectadas por la zona de cizalla presentan un metamorfismo regional de bajo grado dentro de la facies de los esquistos verdes, con asociaciones del tipo $Cld \pm Chl$ (COT-54) en filitas del tipo de las presentes en la Formación Luarca. Cerca de las cuarcitas culminantes del Ordovícico superior, en el límite occidental de la región estudiada, se observan también porfiroblastos, probablemente de granate y/o biotita, de donde se deduce que el grado metamórfico debe de aumentar hacia el núcleo del Antiforme de Olló de Sapo, tal y como indican Abril Hurtado y Pliego Dones (1976) (Fig. 50).

Algunos aspectos destacables del metamorfismo en la región estudiada: El grado de metamorfismo dentro de la zona de cizalla disminuye de E a O, ya que las rocas adyacentes al Domo de Lugo presentan asociaciones con estauroлита. Las rocas situadas en el bloque superior de la falla de Vivero registran una evolución metamórfica esencialmente similar a la descrita por Reche et al. (1998a y b) y Martínez et al. (2001). La diferencia más destacable con respecto a lo establecido por estos autores es: i) la ausencia de andalucita con un crecimiento posterior a toda foliación visible; debido probablemente al hecho de que en la zona estudiada no existen granitos tardíos; y ii) la escasez de rocas con cianita cercanas a las rocas adyacentes al domo de Lugo (Zona II); donde solo se cita una muestra con probable presencia de cianita (COT-48), lo cual puede significar simplemente que los protolitos rocosos no presentan una composición adecuada para la formación de cianita de bajo grado (ver posteriormente).

Las rocas con andalucita pseudomorfizada (relacionada con un evento de metamorfismo de baja pre-

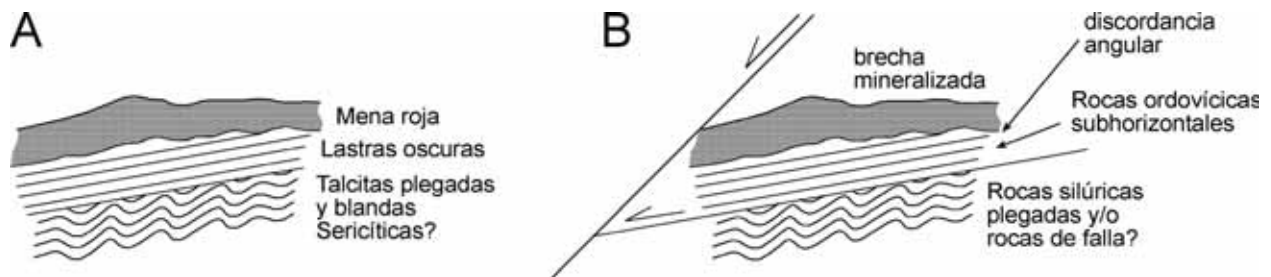


Figura 41. A) Esquema de Hernández Sampelayo (1935, p. 458) mostrando la disposición de las rocas en los alrededores de Lousadela. B) Interpretación de la estructura a partir de los datos actuales.

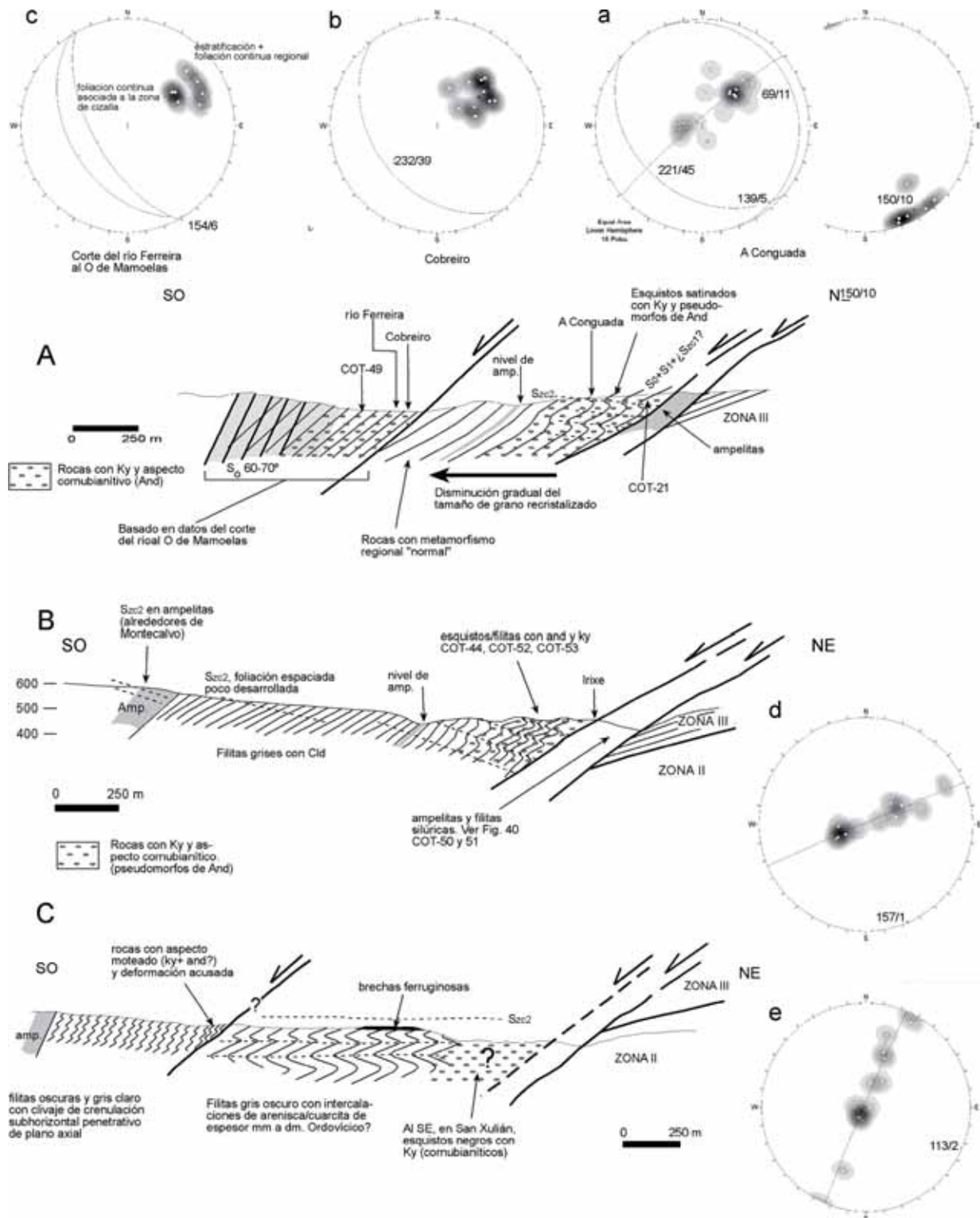


Figura 42. Cortes a través de la Zona IV (ver situación en Fig. 10). A) Alrededores de A Conguada; a) distribución de los polos de la foliación continua (círculos) y de la crenulación (triángulos) con el mejor ajuste cilíndrico; a la derecha distribución de las lineaciones de intersección mediadas; b) distribución de los polos de la foliación continua en los alrededores de la localidad de Cobreiro; c) distribución de los polos de las diversas foliaciones en el corte del río Ferreira. B) Alrededores de Irixe. d) distribución de los polos de la foliación tectónica continua (círculos) y de crenulación (triángulos) con el mejor ajuste cilíndrico. C) Alrededores de O Mazo. e) distribución de los polos de la foliación tectónica continua (círculos) y de crenulación (triángulos) con el mejor ajuste cilíndrico. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

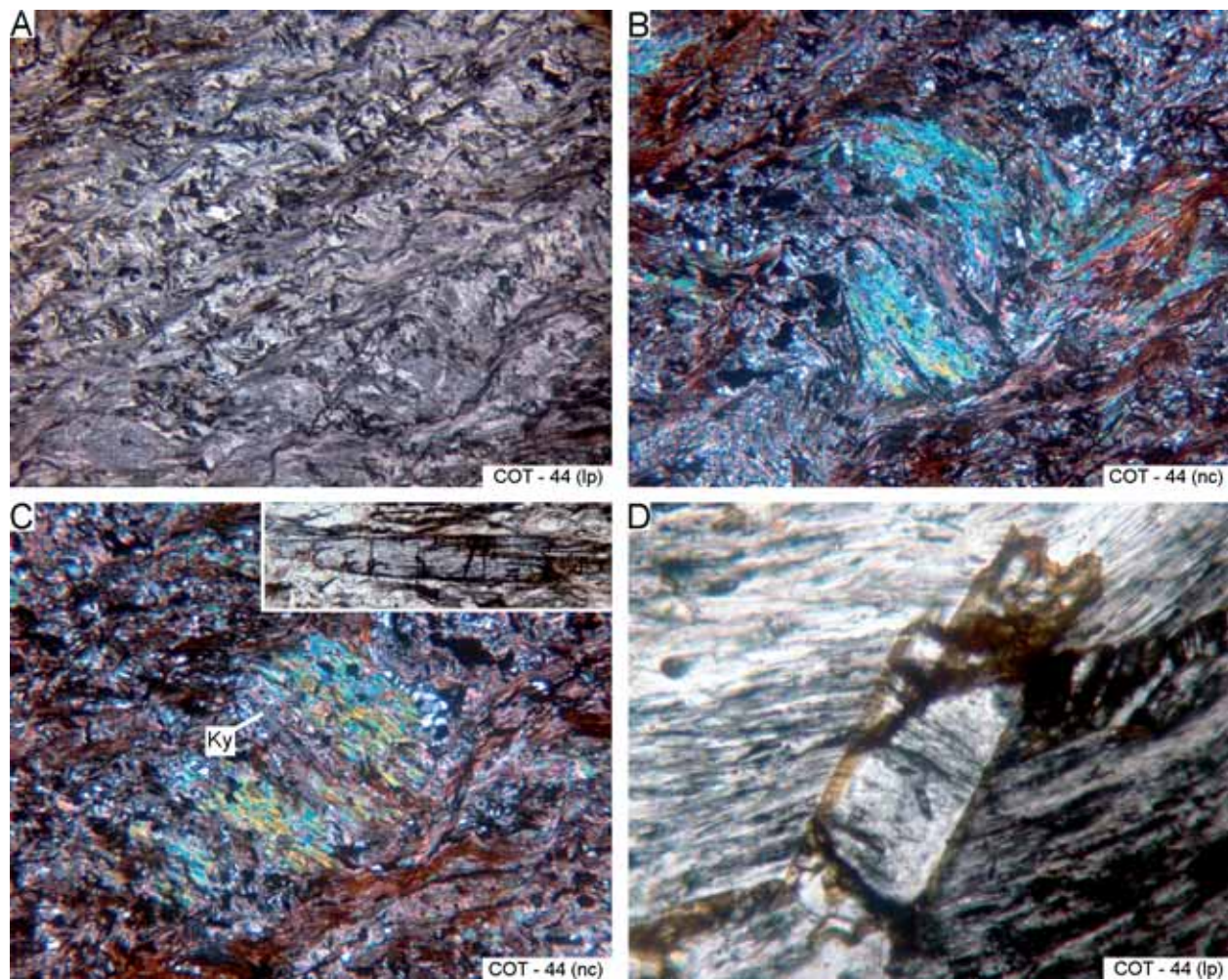


Figura 43. A) Aspecto de las foliaciones tectónicas en esta zona. B y C) Agregados de micas y cianita con inclusiones orientadas. En la parte superior derecha de C se muestra en detalle un porfiroblasto de cianita crecido sobre el agregado de micas (lp). D) Porfiroblasto de cloritoide rotado mostrando inclusiones con patrones rectos. lp, luz polarizada; nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A – 8 mm; B y C – 5,3 mm; y D – 0,54 mm.

sión) se sitúan en bandas paralelas a la zona de cizalla y se relacionan con despegues extensionales. Nunca se han observado cuerpos graníticos en el entorno de estas bandas.

La presencia de cianita en rocas que han sufrido un metamorfismo regional en facies de los esquistos verdes es común en sedimentos pelíticos con alto contenido en Al. Así, Reche et al. (1998a y b) y Martínez et al. (2001), se refieren siempre a las rocas con cianita como “high-Al pelites”. En la región estudiada este mineral se encuentra indistintamente en niveles de rocas silúricas y ordovícicas que han sufrido un evento metamórfico previo de baja presión caracterizado por la presencia de andalucita anterior.

Conclusiones y discusión.

La falla de Vivero es un accidente extensional que constituye el límite entre la Zona Asturoccidental-leonesa y la Centroibérica (respectivamente representados en este sector por el Domo de Lugo y el Antiforme del Olló de Sapo). Asociada a ella existe una zona de cizalla en la que se desarrollan estructuras tanto de tipo dúctil como frágil. En la región de Guntín la anchura de la zona de cizalla supera los 2 km y la deformación se manifiesta de modo diferente en las rocas del bloque inferior y superior. El bloque superior muestra además una estructura interna compleja en la que pueden diferenciarse varias zonas de menor rango, separadas por despegues extensionales, en las que las rocas presentan características estructurales y metamórficas diferentes.

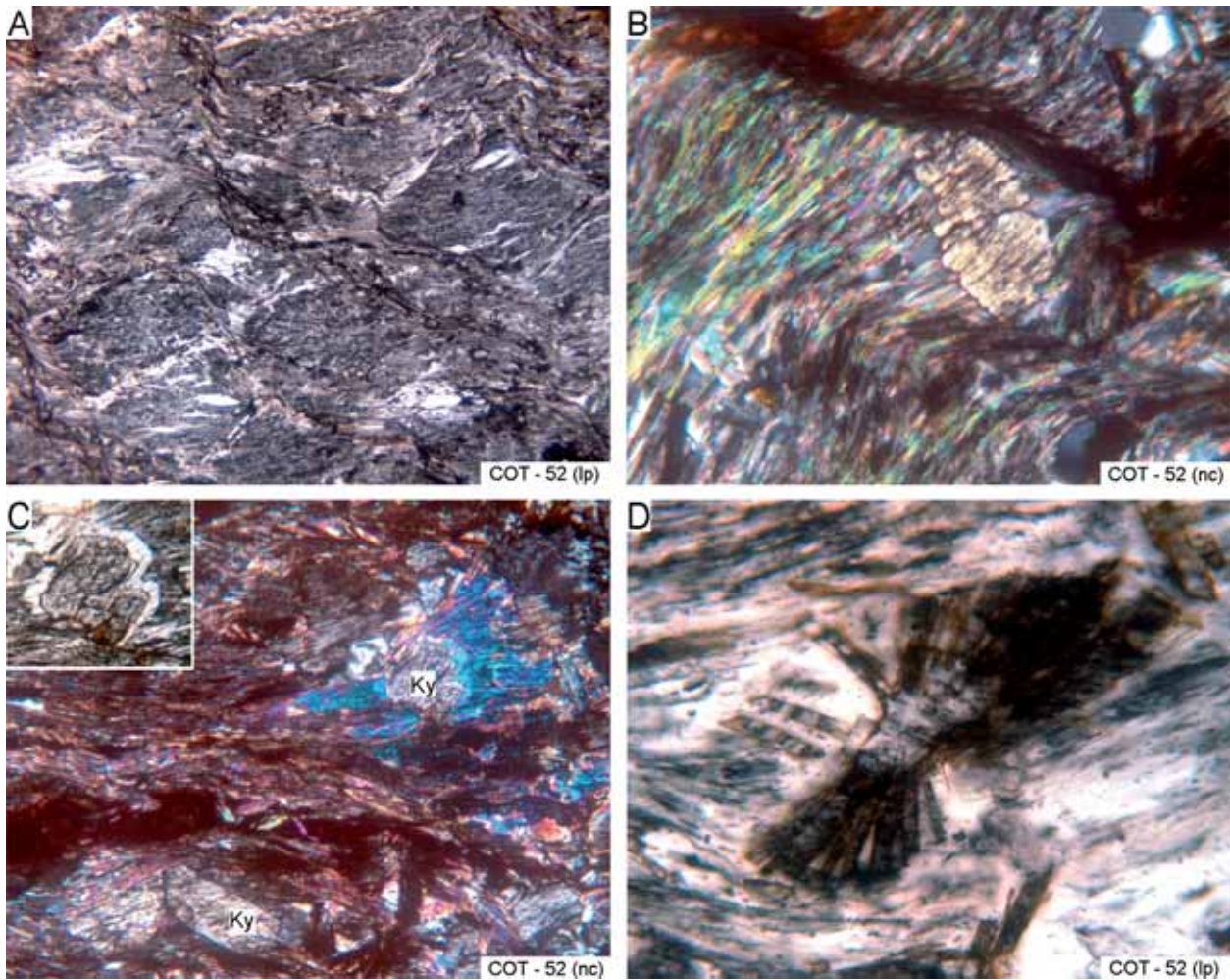


Figura 44. A) Aspecto del clivaje de crenulación irregular en una roca nodulosa. B) cristal de cianita mostrando inclusiones orientadas con patrones rectos y sombras de presión en la dirección de la foliación continua. El clivaje de crenulación está desviado en su entorno. C) Porfiroblastos de cianita con diferentes relaciones; en la parte inferior se observa un porfiroblasto crecido posteriormente a la foliación continua, mientras que en la parte superior derecha (y en detalle a la izquierda) se observa un porfiroblasto con sombras de presión. D) Porfiroblasto de cloritoide fracturado con inclusiones orientadas de patrón recto. lp, luz polarizada; nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A – 8 mm; B y D – 0,54 mm; y D – 1,35 mm.

Las foliaciones desarrolladas en el bloque superior asociadas a la zona de cizalla desaparecen progresivamente hacia el Oeste (Fig. 52).

La falla de Vivero sensu stricto es una falla discreta a la que se asocian rocas de falla propias de una deformación en condiciones frágiles (cataclasitas, “gouges”). En los micaesquistos del bloque inferior se desarrolla una fábrica milonítica paralela a la falla de Vivero que transpone cualquier foliación previa y que constituye la única foliación visible en las rocas, definiendo una banda que se extiende al menos unos 400 m al Este de la falla. Estas rocas incluyen criterios cinemáticos que indican invariablemente un movimiento del bloque de techo hacia el O. La formación de la foliación milonítica fue

esencialmente posterior al climax del metamorfismo regional en la zona (caracterizado por la presencia de estaurolita y granate) y su desarrollo tuvo lugar, al menos en su mayoría, en condiciones de metamorfismo propias de la facies de los esquistos verdes.

Las estructuras que se desarrollan en el bloque superior lo hacen de manera secuencial, de forma que pueden ser divididas en dos grupos o fases de deformación (Fig. 53), y muestran siempre un movimiento de bloque de techo hacia el O. La primera fase de deformación asociada a la zona de cizalla (D_{zcl}) está caracterizada por el desarrollo de un bandeo tectónico (S_{zcl}) muy penetrativo y generalizado que presenta buzamientos bajos (10-40°) hacia el O y una lineación de estiramiento y/o mineral asociada

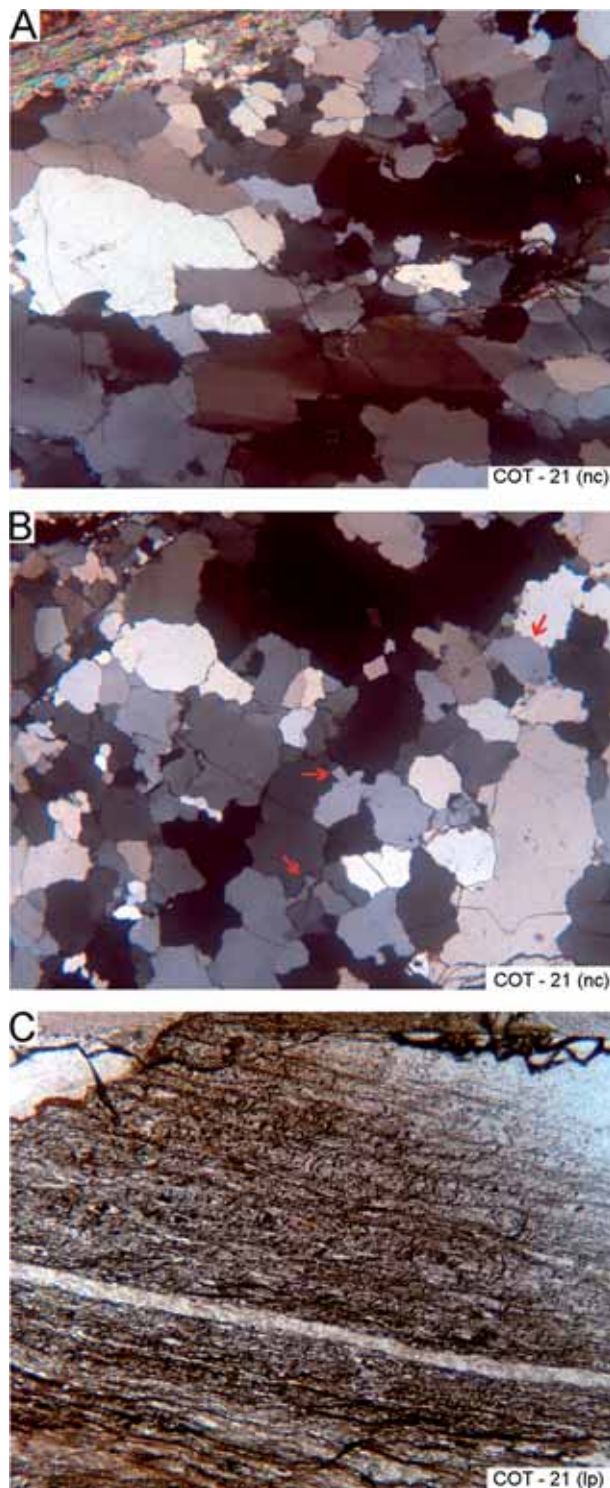


Figura 45. A) Cristales de cuarzo mostrando evidencias de plasticidad intracrystalina (extinción ondulante) y procesos de recuperación (límites de subgrano). B) Bordes irregulares en los granos de cuarzo. C) Parte psamo-pelítica mostrando una foliación espaciada de tipo disyuntivo que hacia las partes bajas se muestra como un clivaje continuo. lp, luz polarizada; nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A, B y C – 5,3 mm.

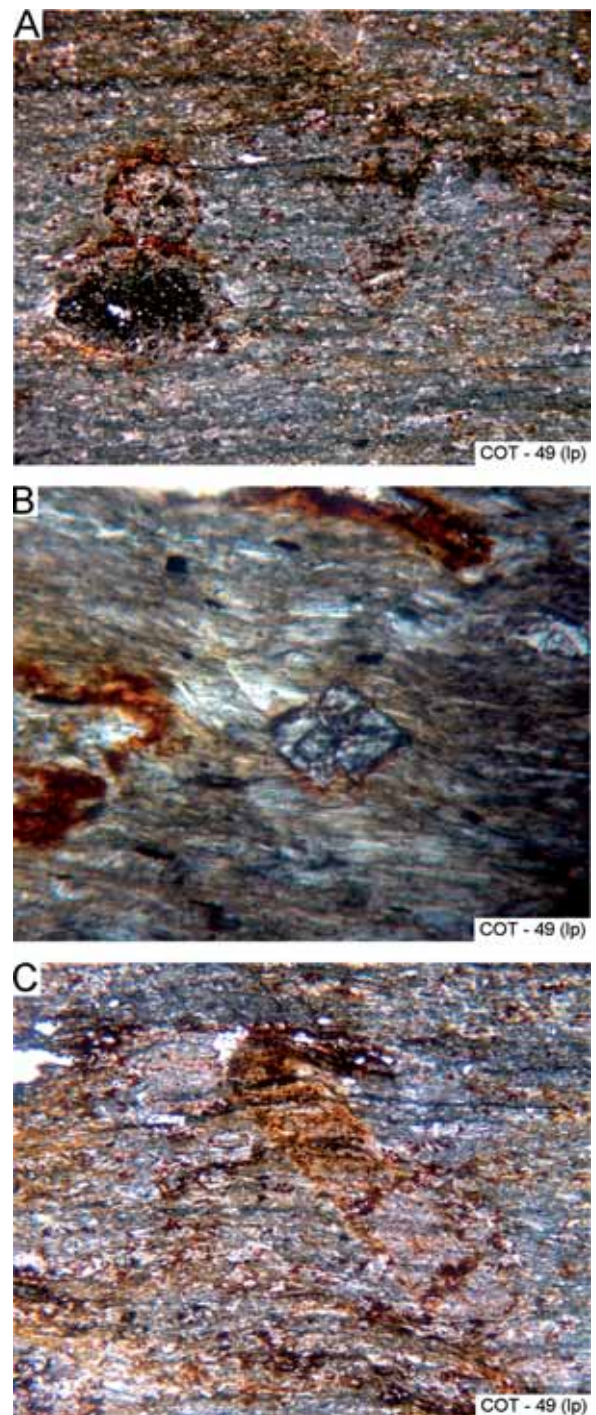


Figura 46. A) Aspecto de la foliación continua; los porfiroblastos retrogradados de andalucita presentan sombras de presión poco desarrolladas como se observa en el pseudomorfo que se sitúa en la parte inferior izquierda. B) Cristal de cianita posttectónico. Muestra además dos etapas de crecimiento. C) Antiguo porfiroblasto (en sección alargada) de andalucita mostrando inclusiones orientadas de patrones rectos. En la parte superior del mismo se observan dos bandas de color oscuro que presentan una discontinuidad dentro y fuera del porfiroblasto pseudomorfo. Lp, luz polarizada, nc, nicoles cruzados. Ancho de vista: A – 8 mm; B – 0,54 mm; C – 5,3 mm.

con dirección E-O. El desarrollo de esta foliación tuvo lugar en condiciones de metamorfismo propias de la facies de los esquistos verdes (zonas de la clorita y biotita) y presenta evidencias de mecanismos de deformación plástica intracrystalina. En relación con esta foliación S_{z1} puede desarrollarse localmente y de forma muy esporádica pliegues en vaina incipientes y bandas de cizalla de tipo C' que indican un movimiento de techo hacia el O. La segunda fase de deformación (D_{z2}) esta caracterizada por el desarrollo de fallas frágiles, con o sin rocas de falla asociadas, inclinadas hacia el Oeste con un ángulo entre 30-45° y que cortan a las estructuras anteriormente descritas. Oblicuamente a ellas se forma un nuevo clivaje de crenulación (S_{z2}) que muestra un grado de desarrollo variable y buzamientos subhorizontales o bajos preferentemente hacia el E. En relación con la fase D_{z2} existen pliegues, muchas veces subcilíndri-

cos, vergentes al O cuyos ejes son subparalelos a la zona de cizalla y coherentes con un movimiento de bloque de techo hacia el O. Considerando los tipos de roca de falla, las microestructuras existentes y los mecanismos de deformación dominantes (disolución por presión y ausencia de plasticidad intracrystalina) se puede concluir que estas estructuras se originaron en condiciones más superficiales que las asociadas a D_{z1} . La falla de Vivero sensu estricto y la falla que separa las zonas II y III de la zona IV constituyen los ejemplos más característicos de este grupo de estructuras (Fig. 52).

El desarrollo, en la zona de cizalla, de rocas de falla y microestructuras que indican una deformación en condiciones dúctiles (zonas de cizalla dúctil con milonitas), seguido por otras de carácter más frágil (fallas netas o con gouges y/o cataclasitas asociadas)

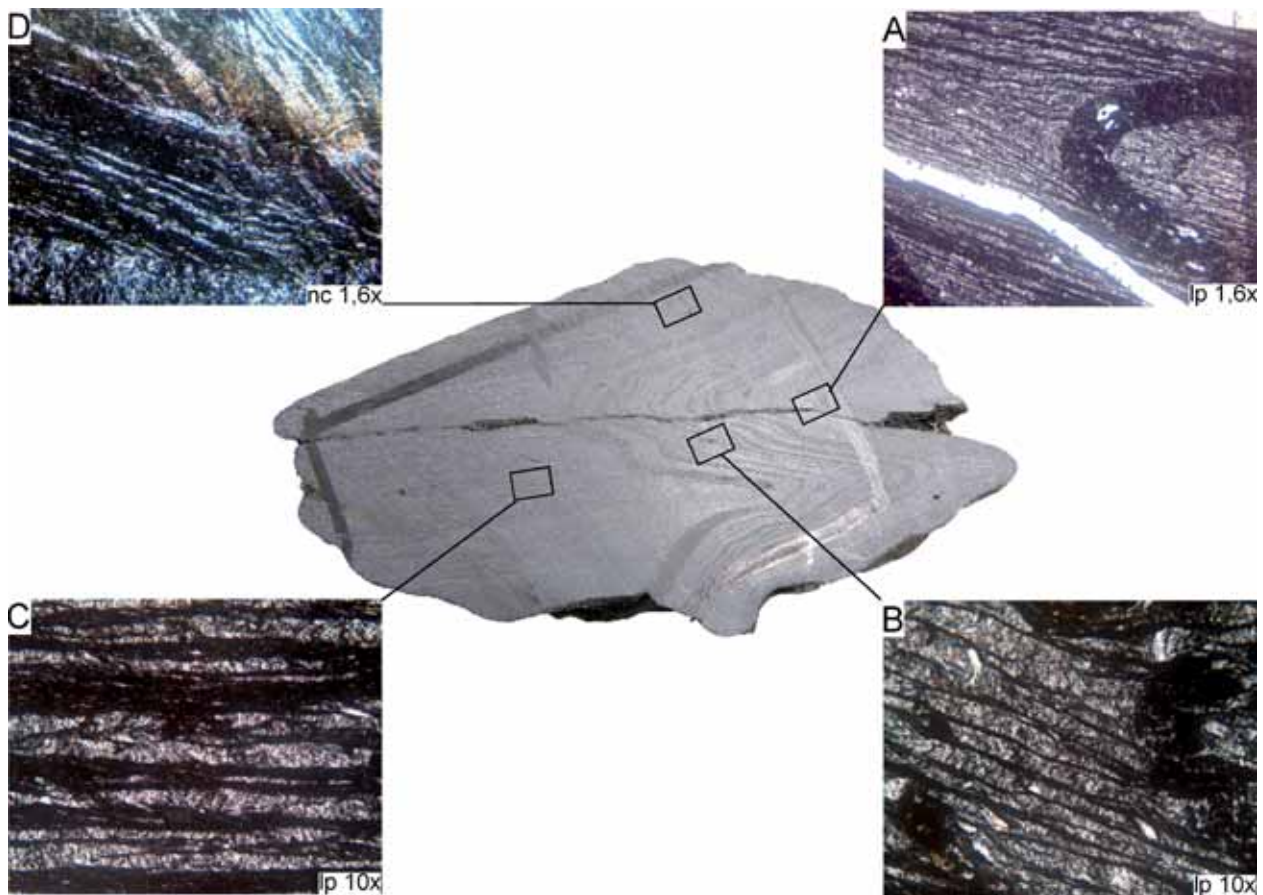


Figura 47. Muestra COT-56. Ampelita silúrica recogida al O de la localidad de Vilar do Salgueiro con pliegues subcilíndricos de escala centimétrica, vergentes al O. Paralelo al plano axial de los pliegues se dispone un bandeado tectónico que muestra buzamientos bajos hacia el O. A) Capa de lidita plegada mostrando el bandeado tectónico de plano axial. B y C) Características morfológicas del bandeado tectónico. Los dominios M presentan mayor espesor en las partes pelíticas. El carácter discreto de la transición entre los dominios M y Q y el hecho de que los dominios M sean ricos en material opaco (grafito) y micáceo implica que la disolución por presión debió de ser el mecanismo dominante durante su desarrollo. D) Foliaciones posteriores desarrolladas en las zonas más pelíticas; son de tipo kink o clivaje de crenulación y buzanan ligeramente al E. Lp, luz polarizada, nc, nicoles cruzados.

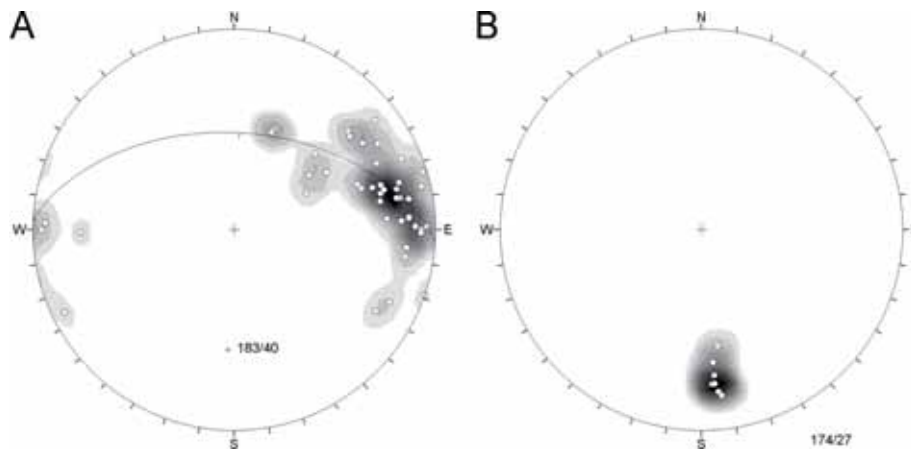


Figura 48. (A) Distribución de los polos correspondientes a todas las foliaciones regionales medidas en las cuarcitas culminantes del Ordovícico: foliaciones continuas (círculos) y foliaciones espaciadas (cuadrados). También se representa el mejor ajuste cilíndrico para todos los polos, obteniéndose un eje medio con dirección N-S; más del 90% de los polos caen dentro de un rango inferior a 20° , por lo que los pliegues pueden considerarse subcilíndricos. Contornos cada 2 %. B) Distribución de las lineaciones minerales y de intersección (eje medio 174/27); contornos cada 7%. Proyecciones estereográficas, hemisferio inferior, equiárea. Contornos de densidad por el método del 1% de Fisher.

conlleva necesariamente una denudación tectónica y por tanto un levantamiento de los bloques durante el movimiento extensional. En coherencia con esto, el bloque inferior (Domo de Lugo) presenta una trayectoria claramente descompresiva relacionada con su levantamiento (Martínez-Catalán, 1985; Bastida et al., 1986; Reche et al., 1998a). Este levantamiento fue activo al menos hacia el límite Carbonífero-Pérmico, considerando las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de enfriamiento obtenidas en muestras del domo de Lugo (c. 300 Ma, Dallmeyer et al., 1997) y la interpretación de la granodiorita de la Tojiza (con una edad U-Pb de cristalización de 295 ± 2 Ma, Fernández-Suárez et al. 2000) como un granito emplazado y estructurado en un régimen extensional (Aranguren et al. 2003). Así, en coherencia con esto, el desarrollo de complejos metamórficos de núcleo asociados a despegues extensionales (como el Domo de Lugo) con buzamientos bajos a moderados y con este tipo de superposición de estructuras (frágil sobre dúctil) han sido observados en otras regiones y predichos por mecanismos de rebote isostático (ver p. ej. Wernicke y Axen, 1988; Fletcher et al., 1995; Harris et al., 2002) u otros mecanismos de levantamiento alternativos (ver p. ej. Lister y Baldwin, 1993).

La superposición de fábricas en el bloque superior es más problemática. En principio, el bloque superior debería colapsar y enterrarse, por lo que la superposición de fábricas debería de ser la contraria (es decir, las de mayor grado sobre las de menor grado). En adición, la evolución metamórfica de las rocas tampoco permite deducir con los datos actuales un enterramiento, dado que las trayectorias son

prácticamente isobáricas. Aún en el caso extremo en el que el bloque superior no colapse en gran medida a causa del sostenimiento producido por el levantamiento del bloque inferior (ver Wernicke y Axen, 1988), no estaría justificada esta superposición. Una interpretación de esta sucesión de estructuras en el bloque superior de la falla consistiría en admitir que láminas de rocas del bloque superior quedarán encajadas sobre el bloque inferior ascendente, lo que en definitiva produciría su exhumación (Martínez et al., 2001).

Fuera de la zona de cizalla (zona V) existen estructuras que han sido atribuidas a una tercera fase de deformación D_3 por diversos autores (equivalente a la fase 2 de Matte, 1968). Aquí se presentan como un clivaje de crenulación muy desarrollado que se dispone paralelamente al plano axial de pliegues (ver descripción de la zona V en el capítulo de estructura). Sin embargo, estas estructuras no se desarrollan dentro de la zona de cizalla, por lo que no es posible establecer su correlación con ella.

En relación al metamorfismo, cabe resaltar que en bloque superior de la falla se observan rocas que registran un evento metamórfico de tipo térmico y que se encuentran separadas por fallas de otras que muestran el metamorfismo regional convencional (ver Figs. 5 y 42). Se trata de un evento térmico (caracterizado por la presencia de andalucita) que se desarrolla con seguridad entre las fases D_1 y D_{z2} , pero que no ofrece relaciones claras con la fase D_{z1} . Las rocas que registran este evento presentan dos trayectorias metamórficas diferentes: i) calentamiento-enfriamiento-calen-

tamiento (rocas presentes en la Zona II, caracterizadas por el desarrollo secuencial de andalucita-cianita-estaurolita); y ii) calentamiento-enfriamiento (rocas presentes en la Zona IV, idem de andalucita-cianita). La disposición de estas rocas

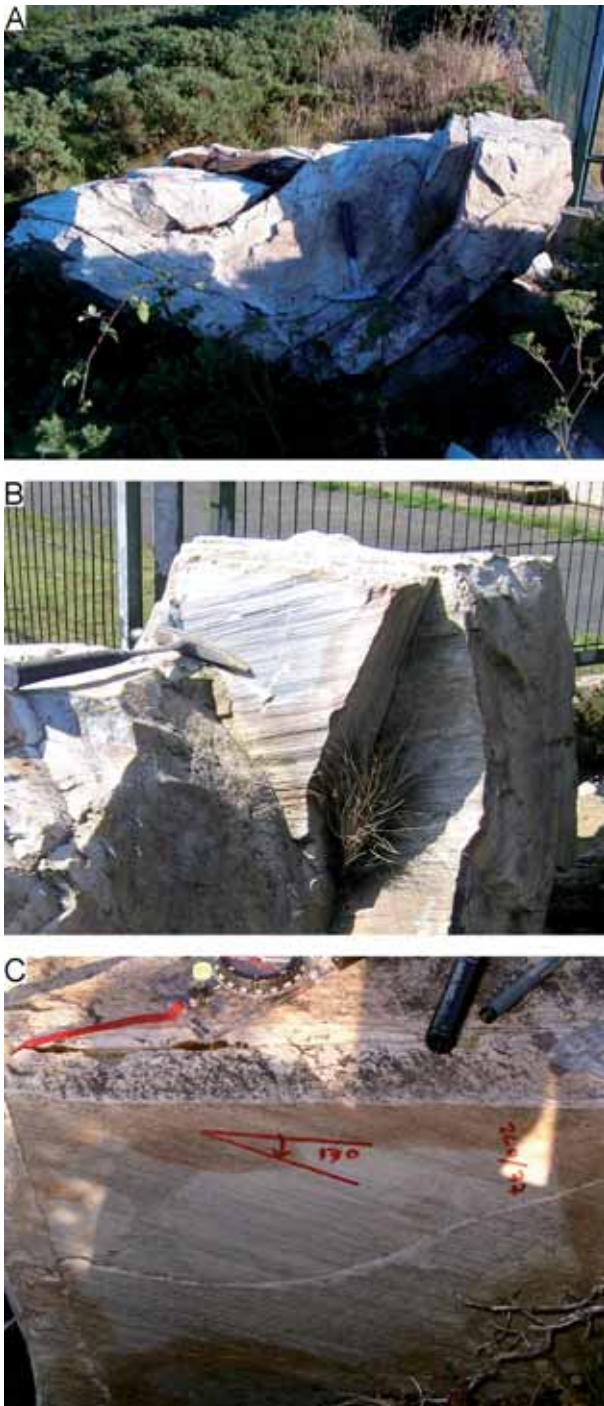


Figura 49. A) Pliegue en las cuarcitas culminantes del Ordovícico inferior en el Alto do Marco (junto al repetidor). B) Detalle del mismo pliegue donde se observa la lineación de intersección paralela a su charnela. C) Lineación de estiramiento sobre el plano de la estratificación.

en franjas paralelas a la zona de cizalla hace improbable que el evento térmico se relacione con el emplazamiento de granitos en el bloque superior, granitos que, además, no se observan nunca. El origen de la andalucita debe de encontrarse en la proximidad inicial de estas rocas con el Domo de Lugo y probablemente con los granitos emplazados en él durante la extensión. Con respecto a la compleja evolución que presentan las rocas adyacentes al Domo de Lugo (zona II) se puede concluir que: i) el evento de calentamiento final debe corresponderse con el hecho de que el bloque inferior de la falla se encontraba más caliente debido a su exhumación (Martínez et al. 2001), el hecho de que se observen porfiroblastos de estaurolita que crecen sintectónicamente con la foliación desarrollada en la zona de cizalla y la localización de este evento únicamente en rocas adyacentes al bloque inferior parece confirmar esta hipótesis; ii) la retrogradación de los porfiroblastos de andalucita por agregados de mica y cianita que muestran estas rocas parece indicar que la formación de andalucita previa se debía principalmente a fuentes de calor puntuales (granitos) y no al calor generalizado del bloque

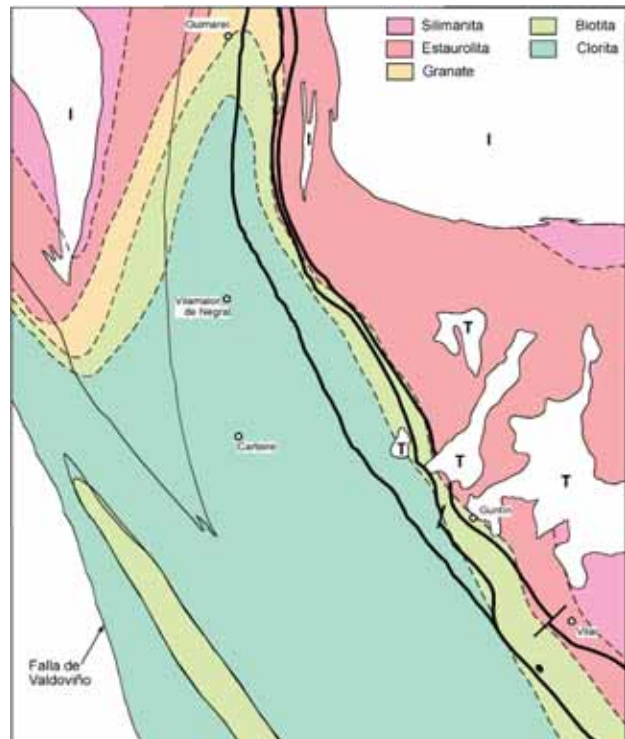


Figura 50. Mapa de isogradas de metamorfismo tomado y modificado de Abril Hurtado y Pliego Dones (1976). Se representan las rocas ígneas como (I) y los materiales terciarios como (T), así como las fallas asociadas a la zona de cizalla y alguna traza litológica que permite observar la estructura del DOS a gran escala.

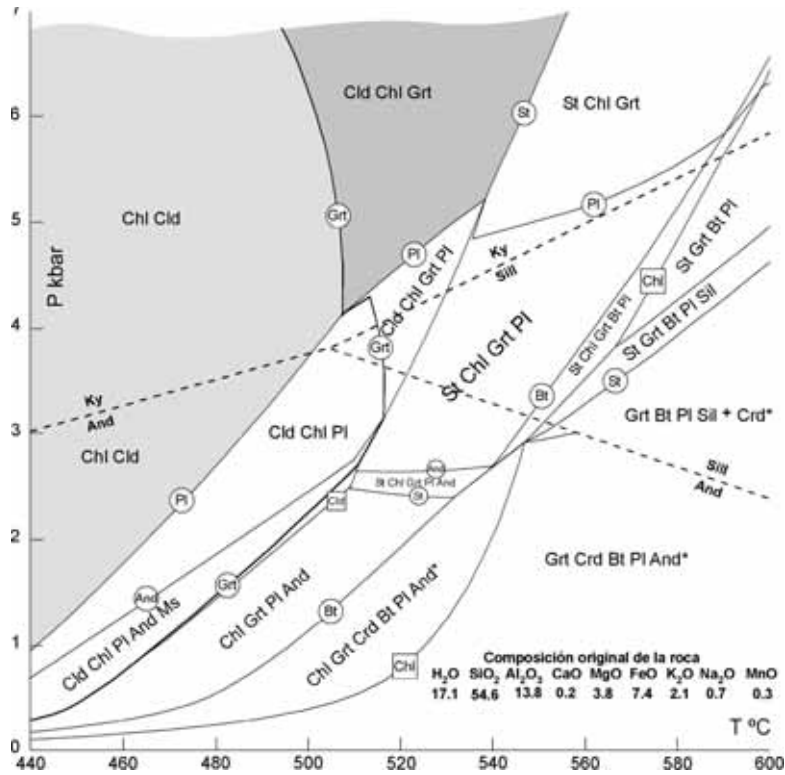


Figura 51. Pseudosección P-T modificada de Martínez et al. (2004) para un sistema con Mn, Na y Ca (MnNCKFMASH) realizado a partir de la composición original de una pelita de la Formación Luarca rica en Mn. A efectos de simplificación, se han suprimido los campos de estabilidad pequeños representados en la Fig. 6a de estos autores, así como las micas blancas de la asociación mineral (Ms-Pa-Ma) ya que están en prácticamente todos los campos de estabilidad (excepto en los señalados con *). Las líneas que separan campos de estabilidad presentan un círculo (en caso de estabilidad) o un cuadrado (en caso de desestabilización) que indica la fase mineral que sufre modificaciones para una trayectoria progradada.

inferior. Con respecto a las rocas alejadas del Domo de Lugo (zona IV), la retrogradación también podría estar relacionada con el alejamiento de éstas durante el movimiento extensional. El alejamiento y superposición de franjas de rocas con diferente metamorfismo es posible considerando que una zona de cizalla extensional puede

estar dominada internamente y de forma local por estructuras contraccionales si la velocidad de flujo disminuye, por cualquier causa, pendiente abajo (Lliboutry, 1982; Harris et al., 2002) (Fig. 54); este tipo de estructuras han sido descritas en otras regiones (ver p. ej. Fossen y Holst, 1995) y modelizadas (Harris et al., 2002).

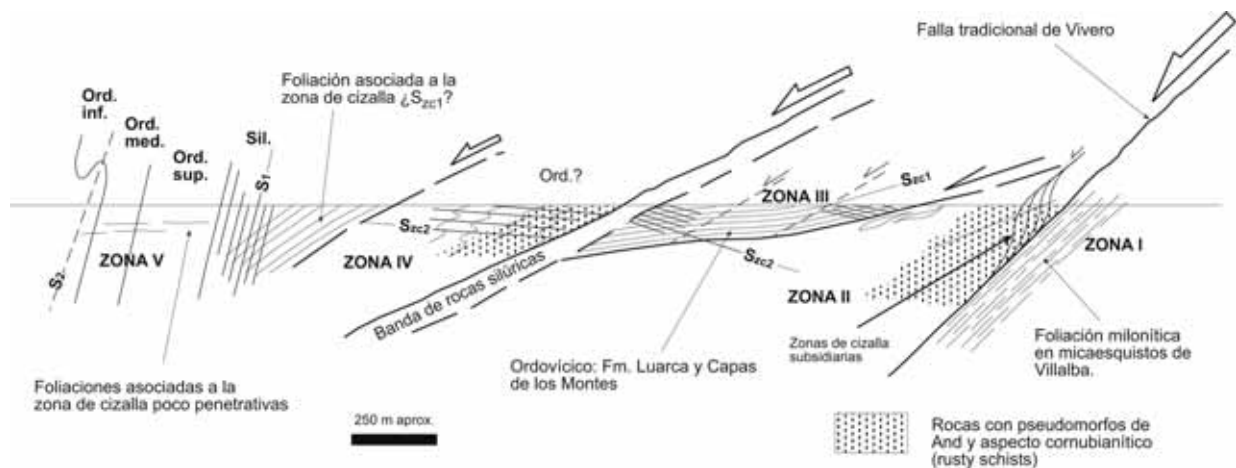


Figura 52. Corte conceptual mostrando la estructura general de la zona de cizalla asociada a la falla de Vivero en la zona de Guntín.

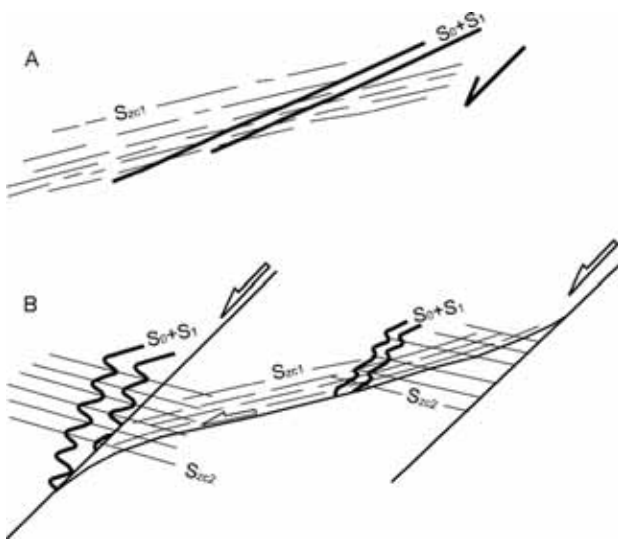


Figura 53. Cortes esquemáticos mostrando la evolución de la superposición de fábricas en el bloque superior de la falla de Vivero. (A) Zona de cizalla desarrollada en la parte baja de la facies de los esquistos verdes; (B) Superposición de fallas y estructuras asociadas de naturaleza más frágil.

Bibliografía

ABRIL HURTADO, J. Y PLIEGO DONES, V. (1976): Mapa geológico de España E. 1:50.00 (MAGNA). Hoja nº 97 (Guntín) *Instituto Geológico y Minero de España*. Madrid. España.

ALLER, J. Y BASTIDA, F. (1996): Geology of the Ollo de Sapo Antiform unit to the south of Cabo Ortegal Complex (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. España*, 9, 3-4: 183-195

ALLER, J. Y BASTIDA, F. (1996): Anatomy of the Mondoñedo nappe basal shear zone (NW Spain). *J. Struct. Geol.* 15: 1405-1419.

ARANGUREN, A. Y TUBÍA, J.M. (1992). Structural evidence for the relationship between thrust, extensional faults and granite intrusions in the Variscan belt of Galicia (Spain). *J. Struct. Geol.* 14: 1229-1237.

ARANGUREN, A., CUEVAS, J., TUBÍA, J. M., ROMÁN-BERDIEL, T., CASAS-SAINZ, A. Y CASAS-PONSATI, A. (2003): Granite laccolith emplacement in the Iberian arc: AMS and gravity study of the La Tojiza pluton (NW Spain). *Jour. Geol. Soc. London*, 160: pp. 435-445.

BARROIS, CH. (1882): Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mem. Soc. Géol. Nord.* 2 (1): 1-639.

BASTIDA, F. Y PULGAR, J. (1978): La estructura del Manto de Mondoñedo entre Burela y Tapia de Casariego (Costa cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología*, Univ. Oviedo, 10:75-159

BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. Y PULGAR, J.A. (1986): Structural, metamorphic and magmatic history of the Mondoñedo nappe (Hercynian belt, NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 8, 415-430.

BASTIDA, F., ALLER, J. Y FERNÁNDEZ-VIEJO, G. (1993): The structure of Ollo de Sapo antiform in the Cantabrian coast (NW Spain). *Rev. Soc. Geol. de España*, 6, 3-4: 93-103.

Agradecimientos

Este trabajo constituye una versión reducida y levemente modificada del trabajo de investigación presentado por este autor en Septiembre del 2007 dentro del programa de doctorado "Exploración, análisis y modelización de cuencas y sistemas orogénicos" del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, realizado bajo la dirección del Dr. Alberto Marcos. El trabajo ha sido financiado con cargo al proyecto CGL2006-08822/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia y su realización ha sido posible gracias a una beca FICYT del programa "Severo Ochoa" de Ayudas Predoctorales para la Formación y Docencia del Principado de Asturias dentro del PCTI 2006-9. El autor agradece a los Drs. Alberto Marcos del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo y Francisco José Martínez Fernández del Departamento de Geología de la UAB las interminables discusiones y la ayuda prestada tanto en el campo como en el gabinete y microscopio. También agradece al Dr. Fernando Bastida Ibáñez del Departamento de Geología de la UO la revisión crítica del manuscrito original, que ha servido para mejorarlo en gran medida. Finalmente, también quiero agradecer a la Xunta de Galicia la cesión de los mapas topográficos en formato digital utilizados en la realización de la cartografía geológica.

BEA, F., MONTERO, P., GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Y TALAVERA, C. (2007) : Zircon inheritance reveals exceptionally fast crustal magma generation processes in Central Iberia during the Cambro-Ordovician. *J. Petrology*, 48: 2327 - 2339.

CAPDEVILA, R. (1969). Le métamorphisme régional progressif et les granites dans le segment hercynien de Galice nord oriental (NW de l'Espagne). Unpublished Ph.D. thesis, Université de Montpellier, France.

CAPDEVILA, R., MATTE, P. Y PARGA PONDAL, I. (1964): Sur la presence d'une formation porphyroïde infracambrienne en Espagne. *C. R. Somm. Seanc. Soc. Geol. France*, 7: 249.

DALLMEYER, R. D., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R., ARENAS, R., GIL-IBARRUCHI, J.I., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., FARIAS, P., BASTIDA, F. Y ALLER, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277: 307-337.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ LODEIRO, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN-PARRA, L.M., MARTÍNEZ CATALÁN, L.R., PABLO MACIÁ, J.G. Y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, L.R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litostratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Museo e Lab. Miner. Geol., Fac. Ciencias, Univ. Porto*, 1: 411-431.

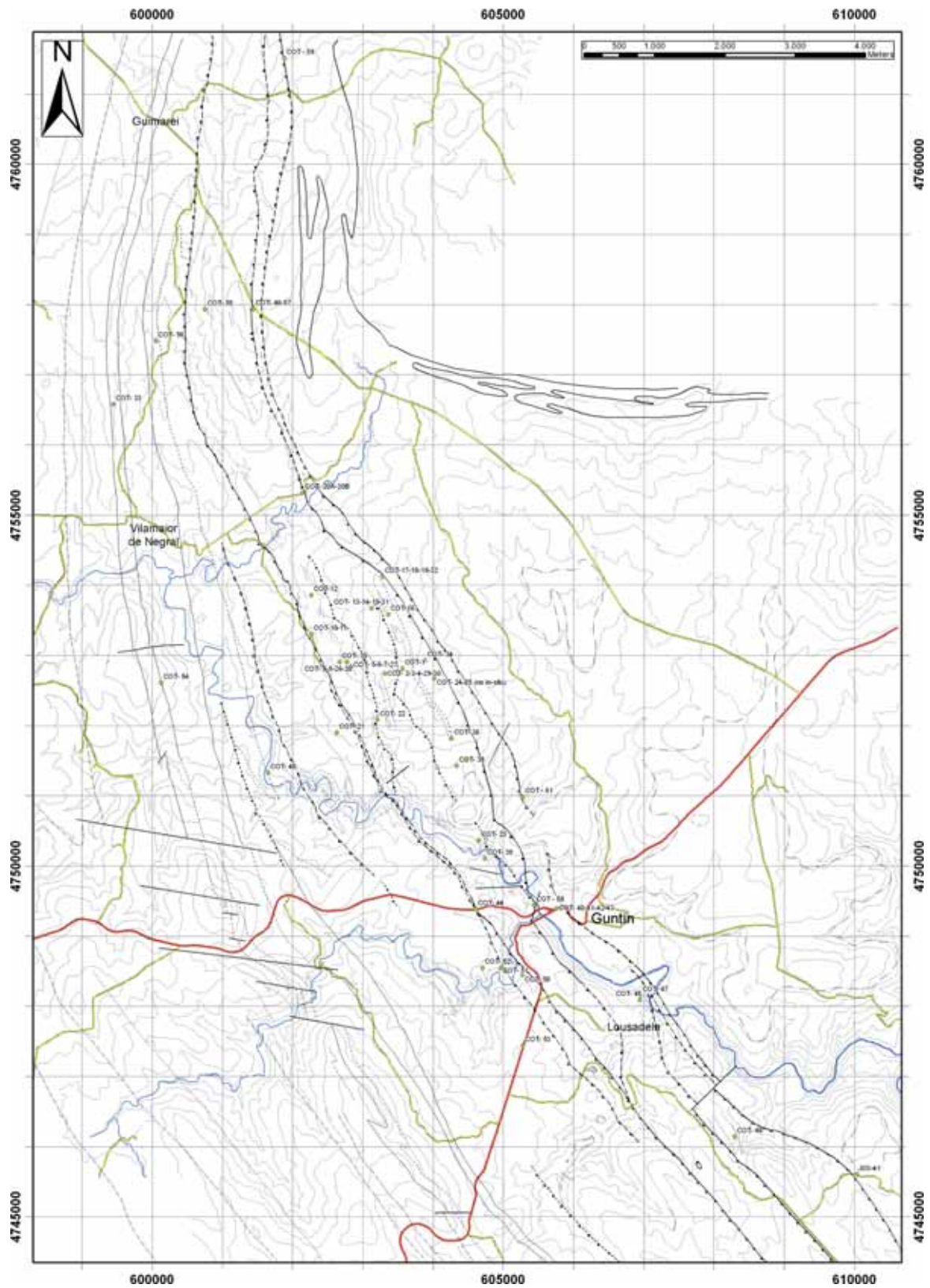
FERNÁNDEZ-SUÁREZ, J., DUNNING, G.R., JENNER, G.A. AND GUTIÉRREZ-ALONSO, G. (2000): Variscan collisional magmatism and deformation in NW Iberia: constrains from U-Pb geochronology of granitoids. *J. Geol. Soc. London*, 157: 565-576.

FLETCHERT, J.M., BARTLEY, J. M., MARTIN, M. W., GLAZNER, A.F. AND WALKER, J.D. (1995): Large-magnitude continental extension: An example from the central Mojave metamorphic core complex. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 107: 1468-1483.

- FOSSEN, H. AND HOLST, T.B. (1995): Northwest-verging folds and the northwestwards movement of the Caledonian Jotun Nappe, Norway. *J. Struct. Geol.*, 17: 3-15.
- GONZÁLEZ-LODEIRO, F., HERNÁNDEZ-URROZ, J., KLEIN, E., MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. Y PABLO MACIÁ, J.G. DE (1981). Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Hoja nº 8 (Lugo). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid. España.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J.C. Y ROBARDET, M. (1991): Découverté de la zone a Parakidograptus acuminatus (base du Llandovery) dans le Silurien du synclinorium de Truchas (Zone Astur-Leonaise, NO de L'Espagne) : Consequences stratigraphiques et paleogeographiques au passage Ordovicien-Silurien. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 312 : 729-734.
- HARRIS, L. B., KOYI, H.A. Y FOOSSEN, H. (2002): Mechanims for folding of high-grade rocks in extensional tectonic settings. *Earth Science Reviews*, 59: pp. 163-210.
- HERNÁNDEZ SAMPELAYO, P. (1935). Criaderos de hierro de España: Hierros de Galicia. (tomo III, fasc. 2º) *Mem. Inst. Geol. Min. Esp.*, IV, 399 pp.
- HOSCHEK, G. (1967): Untersuchungen zum stabilitätsbereich von cloritoid und staurolith. *Contr. miner. Petrol.*, 14: 123-162.
- IGLESIAS, M. Y CHOUKROUNE, P. (1980). Shear zones in the Iberian Arc. *J. Struct. Geol.*, 2: 63-68.
- IGLESIAS, M. Y ROBARDET, M. (1980): El Silúrico de Galicia media (Central) y su importancia en la paleogeografía varisca. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 1: 99-115.
- JOHNSON, S.E. AND VERNON, R.H. (1995): Inferring the timing of porphyroblast growth in the absence of continuity between inclusion trails and matrix foliations: can it be reliably done? *J. Struct. Geol.*, 17: 1203-1206.
- JULIVERT, M., FONTBOTÉ, J.M., RIBEIRO, A. Y NABAIS-CONDE, L.E. (1972): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. *IGME*, Memoria explicativa, 113 p.
- KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- LISTER, G. S. AND BALDWIN, S. L. (1993): Plutonism and the origin of metamorphic core complexes. *Geology*, 21: 607-610.
- LLIBOUTRY, L. (1982): Tectonophysique et géodynamique. Une synthèse: géologie, structurales, géophysse interné. *Masson*, Paris.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliderung der Varisziden der Ibereschen Meseta. *Geotekt. Forsh.*, 6: 78-19. (traducido al español en *Publ. Extr. Geol. España*, 5: 149-166.
- MARCOS, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 6: 1-113.
- MARTÍNEZ, F.J. Y GIL-IBARGUCHI, J.I. (1983): El metamorfismo en el Macizo Ibérico. *Libro Jubilar J.M. Rios. Geología de España*, 1: 555-558.
- MARTÍNEZ, F.J., JULIVERT, M., SEBASTIAN, A., ARBOLEYA M.L. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1988): Structural and thermal evolution of high-grade areas in the northwestern parts of the Iberian Massif. *Am. J. Sci.* 288: 969-996.
- MARTÍNEZ, F.J. Y ROLET, J. (1988): Late Palaeozoic metamorphism in the northwestern Iberian Peninsula, Brittany and related areas in SW Europe. *Geological Society, London, Special Publications*; v. 38; p. 611-620
- MARTÍNEZ, F.J., CARRERAS, J., ARBOLEYA, M.L. Y DIETSCH, C. (1996): Structural and metamorphic evidence of local extensión along the Vivero fault coeval with bulk crustal shortening in the Variscan Chain (NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 18: 61-73.
- MARTÍNEZ, F.J., RECHE, J., Y ARBOLEYA, M.L. (2001): P-T modelling of the andalusite-kyanite-andalusite sequence and related assemblages in high-Al graphitic pelites. Prograde and retrograde paths in late kyanite belt in the Variscan Iberia. *J. Met. Geol.*, 19: 661-677
- MARTÍNEZ, F.J., RECHE, J., JULIVERT, M. Y ARBOLEYA, M.L. (2004): Andalusite retrograde replacement by margarite-bearing assemblages. Modelling examples of pelites with different Al-content. *J. Met. Geol.*, 22: 777-792.
- MARTÍNEZ CATALÁN (1985): Estratigrafía y estructura del Domo de Lugo (Sector Oeste de la Zona Asturoccidental-leonesa). *Corpus Geol. Gallaeciae* (2ª Serie), 2: 1-291.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., ARENAS, R. Y DíEZ-BALDA, M. A. (2003) : Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *J. Struct. Geol.*, 25: 1815-1839.
- MATTE, Ph. (1968) : La structure de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geol. Alp.* 44, 155-280.
- MELGAREJO I DRAPER, J.C. (2003): Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada (en 2 Volúmenes). *Publicacions i Edicions UB*, 1072 p.
- MONTERO, P., BEA, F., GONZÁLEZ-LODEIRO, F., TALAVERA, C. Y WHITEHOUSE, J. (2007): Zircon ages of the metavolcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in Central Spain: implications for the Neoproterozoic to early Palaeozoic evolution of Iberia. *Geol. Mag.*, 144: 1-16.
- NOLLAU, G. (1966): El desarrollo estratigráfico del Paleozoico en el oeste de la provincia de León (España). *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 88: 31-48.
- ORTEGA, L., CARRACEDO, M., LARREA, F.J. Y GIL IBARGUCHI, J.I. (1996): Geochemistry and tectonic environment of volcanosedimentary rocks from the Ollo the Sapo Formation (Iberian Massif, Spain). En: *Petrology and Geochemistry of magmatic suites of rocks in the continental and oceanic crust* (D. Demaiffe, Ed.) Univ. Libre de Bruxelles, 277-290.
- PARGA-PONDAL, I. (1960): Observación, interpretación y problemas geológicos de Galicia. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 59: 333-358.
- PARGA-PONDAL, I. (1963): Mapa petrográfico estructural de Galicia. E. 1:400.000. *Inst. Geol. Min. España*.
- PARGA-PONDAL, I. Y GÓMEZ DE LLANERA, J. (1963): Yacimientos fosilíferos en las pizarras metamórficas de Guntín. *Bol. R. Soc. España. Hist. Nat.*, 61, pp 83-88.
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, PH. Y CAPDEVILA, R. (1964): Introduction à la géologie de l'Ollo de Sapo", formation porphyroide anté-silurienne du Nord Ouest de l'Espagne. *Not. Com. Inst. Geol. Min. España*, 76: 119-153.
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, PH., CAPDEVILA, R., PARGA, J.R. Y TEIXEIRA, C. (1967): Carte géologique du nord-ouest de la Péninsule Ibérique (Hercynien et ante-Hercynien). E. 1:500.000, *Dir. Gral. Min. e Serv. Geol. Portugal*.
- PASSCHEIR, C. W. Y TROUW, R. A. J. (2005): *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlín. 2nd edition.
- PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978): Estratigrafía y estructura de la rama sur de la Zona Asturoccidental-Leonesa. *Mem. Inst. Geol. Min. España*, Madrid, 92: 1-149.
- RAMSAY, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York.
- RAMSAY, J.G. Y HUBER, M. I. (1983): *The techniques of modern structural geology, 1: Strain analysis*. Academic Press, London.

- RAMSAY, J.G. Y HUBER, M. I. (1987): The techniques of modern structural geology, 2: Folds and fractures. Academic Press, London.
- RECHE, J., MARTÍNEZ, F.J. Y ARBOLEYA, M.L. (1998a): Low- to medium-pressure Variscan metamorphism in Galicia (NW Spain). In: TREOLAR, P.J. & O'BRIEN, P.J. (eds) *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* Geological Society, London, Special Publications, 138: 61-79.
- RECHE, J., MARTÍNEZ, F.J., ARBOLEYA, M.L., DIETSCH, C. Y BRIGGS, D. (1998b). Evolution of a kyanite-bearing belt within a HP-LP orogen: the case of NW Variscan Iberia. *J. Met. Geol.*, 16: 379-394.
- RIEMER, W. (1963): Entwicklung des Paläozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont. Ab.*, 117: 273-285.
- ROMARIZ, C. (1969): Graptolitos silúricos do Noroeste Peninsular. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 53: 107-156.
- SCHOLZ, C.H. (1990): The mechanics of earthquakes and faulting. New York. Cambridge University Press.
- SCHULZ, G. (1835): Descripción geognóstica del Reino de Galicia. Gráficas Reunidas, S.A., Madrid: 1-138.
- SIBSON, R. H. (1977): Fault rocks and fault mechanism. *J. Geol. Soc. London*, 133: 191-213.
- STIPP, M., STÜNITZ, H., HEILBRONNER, R. AND SCHMID, S.M. (2002): The eastern Tonale fault zone: a "natural laboratory" for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700°C. *J. Struc. Geol.*, 24: 1861-1884.
- SUÁREZ, O. Y CORRETGE, G. (1987): Plutonismo y metamorfismo en las Zonas Cantábrica y Asturoccidental-Leonesa. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo hespérico. *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*, 13-25.
- SUÁREZ, O., CORRETGE, L.G. Y MARTÍNEZ, F.J. (1990): West Asturian-Leonese Zone (Autochthonous sequences): Distribution characteristics and evolution of metamorphism. *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez-García Eds.), Springer-Verlag, Berlin. pp 207-211.
- VALVERDE-VAQUERO, P. Y DUNNING, G. R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 157: 15-26.
- WERNICKE, B. Y AXEN, G. J. (1988): On the role of isostasy in the evolution of normal fault system. *Geology*, 16: 848-851.
- WINTER, J.D. (2001): An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall.

ANEXO I: Mapa de situación de las muestras de rocas obtenidas en la región de Guntín.



ANEXO II: Situación geográfica y descripción sucinta de las muestras de roca obtenidas en la región de Guntín.

Muestra	localidad aproximada	Coordenadas UTM	Descripción sucinta
COT-1	Carretera de Sear a Montecelo	x: 603.570 y: 4.752.810	filita gris oscura con bandeado tectónico muy penetrativo y \angle bandas de cizalla de tipo C'?
COT-2	idem	x: 603.310 y: 4.752.740	filita gris con laminaciones de arenisca blanquecina de hasta 0,5 cm plegadas y boudinadas
COT-3	idem	x: 603.310 y: 4.752.740	esquisto negro verdoso con porfiroblastos de granate e intercalaciones areniscosas
COT-4	idem	x: 603.310 y: 4.752.740	esquisto verde pistacho con porfiroblastos de granate y un moteado amarillo de óxidos
COT-5	Al O de Montecelo	x: 602.830 y: 4.752.840	anfíbolita (cummingtonita) alterada a colores pardo-rojizos
COT-6	idem	x: 602.830 y: 4.752.840	anfíbolita (cummingtonita) alterada a colores pardo rojizos (aún conserva zonas verdes) con textura de rocas de falla
COT-7	idem	x: 602.830 y: 4.752.840	esquisto gris satinado con porfiroblastos relictos de granate y clorita milimétrica.
COT-8	idem	x: 602.780 y: 4.752.910	esquisto verde oscuro con moteado oxidado (a microscopio se observa como una roca de falla con porfiroclastos de granate)
COT-9	idem	x: 602.780 y: 4.752.910	idem COT-8
COT-10	En Portocavado. C* Montecelo a Vilarcabreiro	x: 602.270 y: 4.753.310	filita gris oscura con clivaje pizarroso
COT-11	idem	x: 602.270 y: 4.753.310	filita gris con tonos verdosos y bandeado tectónico muy penetrativo. Presenta un clivaje de crenulación posterior al bandeado tectónico
COT-12	Al SE de Vilarcabreiro	x: 602260 y: 4.753.860	esquisto de tonos verdosos con capas mm de arenisca
COT-13	Monte de Cotoroxo	x: 603.130 y: 4.753.670	cuarcita/anfíbolita negra (con granate y actinolita)
COT-14	idem	x: 603.130 y: 4.753.670	anfíbolita verde oscura
COT-15	idem	x: 603.130 y: 4.753.670	gauvaca/esquisto verde-amarillento oxidado
COT-16	idem	x: 603.360 y: 4.753.590	filita negra recogida en una charnela de un pliegue
COT-17	Monte de Cotoroxo al O de Sirvián	x: 603290 y: 4.754.130	esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate de hasta 3 mm boudinados
COT-18	idem	x: 603290 y: 4.754.130	idem anterior
COT-19	idem	x: 603290 y: 4.754.130	idem anterior
COT-20	Al SO de A Retorta	x: 602.140 y: 4.755.320	A y B: filitas grises con pseudomorfos de granate porfiroblástico. Desarrollan hasta tres foliaciones
COT-21	A Conguada	x: 602630 y: 4.751.900	esquisto con vena de cuarzo
COT-22	650 m al E de A Conguada	x: 603.210 y: 4.752.090	filita oscura recogida al lado de una cuarcita decimétrica
COT-23	Al N de San Fiz	x: 604.640 y: 4.750.360	filita/esquisto gris con porfiroblastos de cloritoide muy abundantes
COT-24	Al O de Foxaco	x: 604010 y: 4.752.680	anfíbolitas (cummingtonita) verde oscuras con foliación tectónica marcada (muestra no "in situ"); aún conservan anfíboles en "gavilla"
COT-25	idem	x: 604010 y: 4.752.680	idem anterior
COT-26	Al O de Montecelo	x: 602.780 y: 4.752.910	esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate de hasta 3 mm boudinados
COT-27	idem	x: 602.830 y: 4.752.840	filita gris con porfiroblastos de cloritoide e intercalaciones de arenisca gris decimétrica
COT-28	idem	x: 602.780 y: 4.752.910	anfíbolita (cummingtonita) alterada a colores pardo rojizos
COT-29	Carretera de Sear a Montecelo	x: 603.310 y: 4.752.740	esquisto verde oscuro con porfiroblastos de granate alterados a colores amarillentos
COT-30	idem	x: 603.310 y: 4.752.740	intercalaciones de areniscas y esquistos verdes oscuros con porfiroblastos de Grit boudinados

COT-31	Monte de Cotoroxo	x: 603.130 y: 4.753.670	anfíbolita (cummingtonita) verde oscura con un moteado blanco de alteración
COT-32	Monte de Cotoroxo al O de Sirvián	x: 603290 y: 4.754.130	idem COT-17-18-19
COT-33	Al O de O Burgo	x: 599.450 y: 4.756.580	esquisto con porfiroblastos de granate alterado a colores pardo-amarillentos
COT-34	Al O de Foxaco	x: 603.890 y: 4.752.930	filita gris con porfiroblastos de Cld y bandeado tectónico, presenta tres foliaciones
COT-35	Montecelo	x: 602.670 y: 4.752.910	esquisto gris con bandeado tectónico
COT-36	700 m al O de Martín.	x: 604.270 y: 4.751.830	filita verde oscura con porfiroblastos de granate
COT-37	500 m al O de Gondarén	x: 604.460 y: 4.751.510	filita verde oscura con porfiroblastos de granate
COT-38	600 m al O de Gondarén	x: 604.330 y: 4.751.420	filita gris oscura con bandeado tectónico plegado y una lineación de intersección E-O
COT-39	E de San Fiz.	x: 604.740 y: 4.750.100	esquisto con alto contenido en cuarzo y bandeado tectónico.
COT-40	N-547 en Guntín	x: 605.750 y: 4.749.410	ampelita negra
COT-41	idem	x: 605.750 y: 4.749.410	esquisto gris oscuro noduloso
COT-42	idem	x: 605.750 y: 4.749.410	esquisto negro noduloso
COT-43	idem	x: 605.750 y: 4.749.410	esquisto negro noduloso
COT-44	km. 20 en N-547	x: 604.610 y: 4.749.380	esquisto oscuro satinado con Ky
COT-45	Carretera de Guntín a Lousadela	x: 606.950 y: 4.748.090	esquisto cornubianítico muy alterado
COT-46	C* Guimarey-San Romao. 1 km al E de V. do Salgueiro	x: 601.440 y: 4.757.940	esquisto con porfiroblastos de granate de 3 mm muy alterado
COT-47	Carretera de Guntín a Lousadela	x: 606.940 y: 4.748.160	filita negra con porfiroblastos de estauroлита
COT-48	Carretera hacia Vilar y Domez	x: 608.300 y: 4.746.140	filita gris oscuro algo nodulosa
COT-49	Cerca del río en la carretera hacia Cobreiro	x: 601.650 y: 4.751.323	filita oscura moteada con Ky
COT-50	Carretera de Irixé	x: 605.280 y: 4.748.450	filita gris clara
COT-51	idem	x: 604.960 y: 4.748.540	esquisto satinado mu deformado
COT-52	Al O de Irixé	x: 604.710 y: 4.748.550	esquisto oscuro noduloso
COT-53	Carretera N-640	x: 605.280 y: 4.747.440	esquisto oscuro satinado con Ky
COT-54	700 m al N de A Penela	x: 600.130 y: 4.752.610	filita gris oscura
COT-55	325 m. al E de Vilar do Salgueiro	x: 600.760 y: 4.757.930	cuarcita blanca con moteado negro
COT-56	500 m al SO de Vilar do Salgueiro	x: 600.060 y: 4.757.480	ampelitas con pliegues a escala cm
COT-57	C* Guimarey-San Romao. 1 km al E de V. do Salgueiro	x: 601.440 y: 4.757.940	filita negra satinada algo nodulosa
COT-58	Al O de Guntín. Antigua carretera nacional	x: 605.440 y: 4.749.440	grauvaca rica en Qtz con porfiroblastos de Grt
COT-59	800 m al N de Meigonte	x: 601.890 y: 4.761.510	micasquisto plateado con porfiroblastos de Grt y St
XIS-41	Lousada	x: 610.040 y: 4.745.600	micasquisto plateado con porfiroblastos de Grt y St
COT-61	Al lado del río. 630 m al S de Outeiro	x: 605.280 y: 4.750.990	micasquisto plateado con porfiroblastos de Grt y St

ANEXO III: Descripción de las muestras de rocas obtenidas en la región de Guntín, ordenadas según las diferentes zonas estructurales y metamórficas establecidas (ver Figura 10).

Zona I

COT-59 y 61 y XIS-41: Micaesquistos constituidos esencialmente por Ms-St-Bt-Gr \pm Chl. Presentan una foliación tectónica de tipo milonítico muy marcada definida por una orientación preferente de las micas y el desarrollo de una fábrica de forma en los granos de cuarzo, con bandas de cizalla de tipo C' asociadas que indican un movimiento diferencial de techo hacia el O (Fig. 12A). También existen numerosos elementos de fábrica con formas monoclinicas tales como sombras de presión asimétricas, que indican un movimiento diferencial idéntico. En la muestra XIS-41, con un grado metamórfico mayor (como demuestran su mayor tamaño de grano y la ausencia de clorita), son muy comunes los peces de mica (biotita) (Fig. 12B). El cuarzo presenta evidencias de procesos de deformación intracrystalina y de acomodación, tales como la extinción ondulante y límites de subgrano no especialmente marcados pero generalizados, pero sobre todo resalta la geometría lobulada de los límites de grano que presentan las zonas ricas en cuarzo (Fig. 12C), evidenciando una recristalización dinámica del tipo GBM. En las muestras COT-59 y 61 se observa que el granate presenta inclusiones rectas que se disponen oblicuamente a la foliación milonítica que los rodea (Figs. 12A, D y E). La estauroлита también muestra inclusiones orientadas con patrones rectos, pero estas generalmente están en continuidad con la foliación milonítica exterior (Figs. 12B y F).

Zona II

COT-40. Ampelita silúrica constituida por Qtz-grafito-Ms-Chl \pm Bt (verde). Se observan dos foliaciones tectónicas: un clivaje pizarroso paralelo a la estratificación y un clivaje de crenulación discontinuo paralelo al plano axial de pliegues con vergencia SO (Fig. 15A). El cuarzo presenta extinción ondulante, límites de subgrano y límites de grano con formas lobuladas (Fig. 15B), lo que evidencia una recristalización dinámica de alta temperatura (GBM), indicando que el mecanismo de deformación dominante fue la deformación plástica intracrystalina, acompañada por procesos de recristalización dinámica. Los antiguos porfiroblastos de estauroлита, hoy totalmente retrogradados, presentan inclusiones orientadas con patrones plegados (pliegues helicíticos) (Fig. 15B)

COT-41. Esquisto noduloso intercalado en las ampelitas silúricas. Está constituido por Ms- Bt-Qtz-Chl- rutilo y presenta una foliación tectónica continua definida por la orientación preferente de moscovita, biotita, opacos y rutilo. La clorita suele orientarse aleatoriamente y es generalmente de mayor tamaño que la moscovita, muchas crecen sobre la foliación desarrollada sin modificarle, por lo que su crecimiento es posttectónico. Algunas moscovitas también pueden presentar relaciones de

este tipo. En la muestra destacan porfiroblastos de andalucita totalmente sericitizados, con inclusiones rectas en el interior que se disponen oblicuas con respecto a la orientación general de la foliación (Fig. 15C).

COT-42. Ampelita silúrica similar a la COT-40 recogida adyacente a una falla en cuyo entorno las rocas presentan una foliación continua paralela a ella. Esta constituida por grafito-Qtz-Bt (marrón)-Chl-Cld-Ms. La foliación esta definida principalmente por grafito y moscovita. A pesar de estar relativamente cerca de la muestra COT-40 (a unos 40 m), presenta un mayor grado metamórfico que ésta, como lo demuestra su alto contenido en biotita (marrón).

COT-43. Roca nodulosa con aspecto similar a la COT-41 y constituida por Ms-Chl-Qtz-rutilo-Chl-grafito \pm Bt, con escasos relictos de andalucita. Presenta una foliación continua definida por la orientación dimensional preferente de moscovita, opacos y rutilo y numerosos porfiroblastos de moscovita y clorita con inclusiones rectas o ligeramente curvadas y siempre oblicuas con respecto a la foliación exterior; a veces, estos porfiroblastos presentan sombras de presión asimétricas y "stair steeping" que indican un movimiento diferencial de techo hacia el O (Fig. 16A y B). El gran contenido en circones con halos pleocroicos y la presencia de algo de biotita relicta parece mostrar que muchos de los porfiroblastos de clorita crecieron a partir de cristales de biotita anterior. El crecimiento de clorita muchas veces sobrecrece el antiguo cristal de biotita sobre las sombras de presión (Fig. 16C).

COT-47. Filita gris oscura con porfiroblastos de estauroлита constituida esencialmente por Ms-St-Qtz-Chl-And (pseudomorfos). Presenta un clivaje continuo definido por la orientación preferente de micas y opacos. Los porfiroblastos de estauroлита muestran inclusiones rotadas y sombras de presión generalmente poco desarrolladas. Su crecimiento puede considerarse sintectónico respecto al desarrollo de la foliación.

COT-48. Filita gris oscura algo nodulosa constituida esencialmente por Ms-Qtz-St-Cld-Chl-rutilo-And (pseudomorfos) \pm Ky. La lámina presenta un clivaje continuo definido por la orientación preferente de micas y opacos y por la fábrica de forma del cuarzo. Presenta grandes pseudomorfos de andalucita (de hasta 4 mm) totalmente sustituidos por una masa de minerales con colores de interferencia grisáceos. En estas masas, debe de encontrarse la cyanita, aunque es posible que sean masas de hidróxido de aluminio hidratado (com. pers. Francisco J. Martínez). Estos pseudomorfos aún conservan inclusiones orientadas con patrones rectos o curvados (del tipo e1 y e3 de la Fig. 7.9 de Passchier y Trouw, 2005). Estos últimos indican un crecimiento sintectónico con respecto a la

foliación que se observa. La estaurólita, en cambio, no presenta inclusiones orientadas, pero sí desarrollan sombras de presión y desvían la foliación continua a su alrededor, por lo que su crecimiento puede ser pre- o sintectónico con respecto al desarrollo de la misma. Los porfiroblastos de cloritoide son mayormente posttectónicos con respecto a la foliación, aunque alguna puede mostrar relaciones sintectónicas.

Zona III

COT-1: Filita gris constituida esencialmente por Qtz-Ms-Chl-Cld. Presenta una foliación espaciada de tipo bandeado tectónico que transpone toda foliación anterior y que muestra evidencias de procesos de disolución por presión muy marcados durante su desarrollo (acumulación de opacos y micas en dominios M muy netos). Sobre el bandeado tectónico parecen desarrollarse foliaciones con aspecto de bandas de cizalla de tipo C' (Fig. 25C), pero no son generalizadas y su interpretación es difícil. Los porfiroblastos de cloritoide deforman a su alrededor el bandeado tectónico o bien pueden estar truncados.

COT-2. Filita gris constituida esencialmente por Qtz-Ms-Cld-Chl, con capas centimétricas de arenisca plegadas o estiradas. Presenta una foliación tectónica continua paralela a la estratificación, definida por la orientación preferente de micas y opacos, y por la fábrica de forma del cuarzo (Fig. 27B). Los porfiroblastos de cloritoide no presentan ninguna orientación preferente ni muestran generalmente sombras de presión o desviación de la foliación; muestran inclusiones rectas, por lo que pueden considerarse posttectónicos. Algunos, en cambio, parece mostrar características propias de cristales sintectónicos (p.ej., sombras de presión) (Fig. 27B).

COT-3, 4, 29 y 30. Esquitos de color verde oscuro constituidos esencialmente por Chl-Grt-Bt (verde)-sericita, que están afectados por una foliación tectónica continua paralela a la estratificación, definida por la orientación preferente de micas y opacos y por la fábrica de forma del cuarzo (Fig. 27C). Los porfiroblastos de granate se encuentran estirados en una dirección paralela a la foliación y muestran un boudinage más o menos acusado. El cuarzo suele mostrar extinción ondulante, evidencias de recrystalización, y más raramente evidencias disolución por presión. También se han observado en una muestra microcizallas que cortan la foliación con un ángulo aproximado de 45° (Fig. 27D).

COT-5, 6 y 28. Anfibolitas constituidas esencialmente por Grt-Qtz-Cum-Chl±rutilo en las que se observa una esquistosidad muy penetrativa de tipo milonítico, definida por la orientación preferente de cristales de anfíbol, opacos (principalmente rutilo), óxidos de hierro y también por una fábrica de forma del cuarzo (Fig. 28D). Los anfíboles raramente conservan las geometrías aciculares (esferulitos) de las texturas originales; ade-

más, su tamaño de grano es mucho menor que en la anfibolitas observadas más al E. Los granates están generalmente fragmentados, presentando bordes tanto angulosos como redondeados, por lo que pueden ser considerados como porfiroclastos.

COT-7. Esquisto gris con porfiroblastos de granate y de cloritoide cloritizados; constituido esencialmente por Ms-Chl-Cld-Qtz-Grt. Se observan dos foliaciones: una esquistosidad paralela a la estratificación, definida por la orientación preferente de micas, y una foliación espaciada poco desarrollada. Los porfiroblastos de granate presentan sombras de presión alargadas en la dirección de la esquistosidad, que tiende a rodearlos; por ello, su crecimiento no fue posterior al desarrollo de la foliación continua. Los porfiroblastos de cloritoide/clorita presentan sombras de presión alargadas en la dirección de la foliación continua y, a veces, desviación de la foliación a su alrededor. Suelen presentar inclusiones orientadas en el centro con un patrón recto que se curva en los bordes y una zona libre de inclusiones en la zona más externa del porfiroblasto (Fig. 28C). Es muy posible que su crecimiento sea sintectónico con respecto a la foliación continua, ya que la presencia de inclusiones orientadas descarta un crecimiento pretectónico mientras que la presencia de sombras de presión y desviación de la foliación descarta que el crecimiento sea posttectónico. Debido a la complejidad que muestra el patrón de inclusiones no podemos asegurar que no haya sufrido una historia de crecimiento más compleja que la que aquí se anota, y que la foliación continua no se haya formado en el transcurso de más de una fase de deformación.

COT-8 y 9. Esquistos de color verde oscuro con pequeños porfiroblastos de granate (< 1 mm), constituidos por Grt-Bt-Chl-óxido de hierro. Muestran una foliación continua muy penetrativa con características miloníticas, definida principalmente por la orientación preferente de micas. Existen numerosos porfiroclastos heterogranulares de granate embebidos en una matriz de clorita y biotita (Fig. 29A). Los granates se encontraban ya estirados con anterioridad al proceso clástico, como se deduce de la figura 29B. Además, estos porfiroclastos presentan esporádicamente inclusiones de cuarzo oblicuas con respecto a la foliación milonítica.

COT-10. Filita gris muy pelítica, adyacente a la muestra COT-11 en la que se observa un clivaje pizarroso definido por la orientación preferente de cristales de moscovita. Este clivaje pizarroso es paralelo al bandeado tectónico descrito en la muestra COT-11. Contiene pequeños porfiroblastos de cloritoide (<1mm) con sombras de presión y desviación en su entorno del clivaje pizarroso, por lo que puede descartarse que sean posttectónicos.

COT-11. Filita gris constituida esencialmente por Qtz-Ms-Chl, en la que se observan dos foliaciones tectónicas (Fig. 25G). La foliación principal es un bandeado tectónico que buza hacia el

SO y muestra evidencias muy acusadas de disolución por presión, que llega a obliterar cualquier foliación anterior (Fig. 30); en las partes más pelíticas esta foliación se manifiesta como un clivaje pizarroso. Superpuesto al bandeado tectónico, se observa localmente un clivaje de crenulación que presenta límites muy bien definidos con acumulación de minerales opacos y micas, lo que implica un predominio de mecanismos de disolución por presión durante su desarrollo (Fig. 30).

COT-12. Psamopelita con escasos porfiroblastos de granate constituida esencialmente por Bt (verde)-Qtz-Cld-opacos-Grt-Chl-Zrn en la que se observa una esquistosidad paralela a la estratificación, definida por la orientación preferente de opacos y cloritoide (Fig. 28A) y por la fábrica de forma de cuarzo. Los granos de cuarzo presentan evidencias claras de deformación plástica intracrystalina (extinción ondulante), límites de subgranos, y comúnmente límites entre los granos irregulares (Fig. 28B).

COT-13, 14 y 31. Anfibolitas constituidas esencialmente por Cum-Grt±Act±Qtz±Czo±Ab±Chl±Bt (marrón o verde) que presentan una foliación tectónica continua paralela a la estratificación, definida por la orientación preferente de anfíboles, opacos y micas (Figs. 25D). En la muestra COT-13 la fábrica de forma del cuarzo (que se presenta en una cantidad apreciable) contribuye también a definir la foliación.

COT-16: Filita gris oscura constituida por Ms-Cld-Qtz-Chl recogida en la charnela de un pliegue. Presenta dos foliaciones: una foliación continua definida por la orientación preferente de minerales opacos y cristales de moscovita que se dispone paralela a la estratificación; y un clivaje de crenulación de desarrollo muy irregular, que se corresponde con el plano axial del pliegue en el que fue recogida la muestra. El cuarzo muestra evidencias claras de recrystalización (formación de cristales con tamaño de grano bimodal), extinción ondulante generalizada y límites de subgrano, por lo que se deduce que los mecanismos de deformación dominante fueron la plasticidad intracrystalina acompañada de procesos de recrystalización dinámica y recuperación. Los porfiroblastos de cloritoide son claramente posttectónicos a la foliación continua, mientras que respecto al clivaje de crenulación las relaciones son pre-, sin- y mayoritariamente posttectónicas.

COT-17, 18, 19 y 32: Esquistos con Grt - Chl - Bt (cloritzada) - opacos - circón y relictos de cummintonita y albita en proporciones accesorias o ausentes. Presentan una foliación tectónica continua definida principalmente por la orientación preferente de pequeños cristales de clorita y/o biotita verde perfectamente orientados (llegan a extinguirse a la vez) y minerales opacos de hábito alargado (Figs. 25B y 26C, D). Los porfiroblastos de granate, y en menor medida otros minerales, presentan boudinage con una dirección de estiramiento paralela a la lineación mineral sobre el plano de foliación principal (Figs. 25B, 26C y

D). La foliación general rodea los porfiroblastos, que muestran sombras de presión y suelen englobar una foliación definida por inclusiones rectas y, en algún caso, curvadas en el interior y rectas en la parte periférica (Fig. 26D). Son comunes en estas rocas nivelillos de geometría lenticular de color negro que bajo el microscopio se muestran como acumulaciones de opacos y, en menor medida, fragmentos de óxidos; son paralelos a la foliación principal aunque a veces se disponen perpendicularmente y están deformados por los porfiroblastos de granate (Fig. 27A).

COT-23. Filita gris oscura con porfiroblastos de cloritoide constituida esencialmente por Qtz-Ms-Cld. Presenta dos foliaciones tectónicas: una foliación continua de tipo clivaje pizarroso; y un clivaje de crenulación grosero, poco desarrollado aunque generalizado (Fig. 35C). Los porfiroblastos de cloritoide presentan un núcleo con inclusiones y una parte exterior limpia que parece haber crecido posttectónicamente sobre las sombras de presión alargadas en la dirección del clivaje pizarroso (Fig. 36). El clivaje de crenulación espaciado está deformada en los alrededores del cloritoide por lo que su puede descartarse que el crecimiento de éste haya sido posterior.

COT-26. Esquisto verde con porfiroblastos de granate constituido esencialmente por Grt-Chl-Bt (verde)-Qtz. Se observan dos foliaciones: una foliación tectónica difuminada por la fuerte cloritzación de la muestra, que es paralela a la estratificación; y un clivaje de crenulación, con dominios Q y M muy finos y una geometría anastomosada. Este clivaje de crenulación se desarrolla bien en las partes ricas en micas (Fig. 29C), mientras que en otras partes de la muestra menos micáceas se manifiesta como una foliación milonítica. Los granates están fragmentados formando porfiroclastos y suelen presentar inclusiones curvadas, pero debido a su fragmentación no pueden establecerse relaciones claras con la matriz.

COT-27. Psamopelita constituida esencialmente por Qtz-Ms-Chl-Bt-Grt (pseudomorfo) en la que se observan dos foliaciones tectónicas (Fig. 25E): una foliación continua paralela a la estratificación de tipo clivaje pizarroso en las zonas pelíticas, que está definida por la orientación preferente de micas y la fábrica de forma del cuarzo y que presenta buzamientos suaves hacia el SO; y una foliación espaciada de tipo clivaje de crenulación bien desarrollada en las partes pelíticas (llegando incluso a formar un bandeado tectónico), mientras que en las partes psamíticas se muestra como un clivaje de crenulación poco penetrativo, con micropliegues muy abiertos. Los antiguos porfiroblastos de granate deforman a las dos foliaciones tectónicas en su entorno y muestran sombras de presión orientadas en la dirección de la foliación continua; en consecuencia, este mineral debió crecer con anterioridad o simultáneamente a la formación del clivaje pizarroso. La clorita es pretectónica o posttectónica con respecto al clivaje de crenulación.

COT-34 y COT 20: Son filitas constituidas por Qtz-Ms-Chl±Cld±Grt (pseudomorfos). En ellas se puede llegar a observar hasta tres foliaciones tectónicas: 1) un clivaje pizarroso que la mayoría de veces está transpuesto; 2) un bandeo tectónico, que presenta los límites entre los dominios Q y M bien marcados; en ocasiones se observan granos minerales truncados por esta foliación debido a la actuación de un mecanismo de disolución por presión; y 3) un clivaje de crenulación, que puede estar generalizado o distribuirse en dominios Q y M que muestran una transición gradual (Figs. 26A y B).

COT-35. Filita gris con pseudomorfos de granate constituida esencialmente por Ms-Qtz-Chl-Bt (verde)-Cld. Se observan dos foliaciones tectónicas: un clivaje pizarroso paralelo a la estratificación y un bandeo tectónico ligeramente oblicuo a la misma (Fig. 25F) que en ocasiones llega a obliterar la foliación anterior. Los antiguos porfiroblastos de granate deforman todas las foliaciones tectónicas a su alrededor y sus sombras de presión se alargan en la dirección del clivaje continuo (Fig. 29D), por lo que deben de ser anteriores y/o sintectónicos con respecto a ésta. Los porfiroblastos de cloritoide/clorita deforman el bandeo tectónico a su alrededor, y sombras de presión alargadas en la dirección del bandeo tectónico.

COT-36: Filita verde (Fig. 32B) constituida esencialmente por Ms-Qtz-Grt-opacos-óxidos de hierro. Presenta una foliación continua paralela a la estratificación de tipo clivaje pizarroso definida por la orientación preferente de micas y opacos y por la fábrica de forma de cuarzo (Fig. 33A). Los porfiroblastos pseudomorfizados de granate presentan sombras de presión alargadas paralelamente a la dirección del clivaje continuo, el cual se desvía en su entorno. En algunos fragmentos de granate se observan inclusiones orientadas (Fig. 34C); de esto se deduce que el crecimiento del granate fue posterior o sintectónico con el desarrollo de una foliación continua. Además, muchos de estos porfiroblastos de granate pseudomorfizados presentan sombras de presión asimétricas, indicando un movimiento de techo hacia el SSE (Fig. 33C). Se observan también clivajes de crenulación poco penetrativos que dan lugar a micropliegues de tipo kink-band (Fig. 33D); estas crenulaciones producen la rotación de las sombras de presión de los porfiroblastos de granate.

COT-37: Filita esencialmente similar a la COT - 36 recogida más al sur de ésta y más cercana al límite E de la unidad. Presenta una foliación continua de tipo clivaje pizarroso en las partes pelíticas; en las capas psamíticas la foliación viene definida por la fábrica de forma del cuarzo y se dispone paralela a la estratificación. A diferencia de la muestra COT-36, esta presenta un clivaje de crenulación bien desarrollado en los niveles pelíticos, con diferenciación clara de dominios M y Q. Este clivaje de crenulación está asociado a pliegues y muestra evidencias de disolución por presión en su desarrollo, tales como acumulación de minerales poco solubles (opacos y micas esencial-

mente) y truncación de minerales pre-tectónicos.

COT - 39. Esquisto gris (derivado de un protolito psamo-pelítico) con porfiroblastos de cloritoide, constituido por Qtz-Ms-Cld-Chl. Presenta dos foliaciones tectónicas: una foliación continua paralela a la estratificación; y un clivaje de crenulación discreto, anastomosado y bien desarrollado, que muestra evidencias claras de disolución por presión. El clivaje de crenulación que se observa se correlaciona mediante criterios de campo con la foliación continua descrita en la muestra COT-23. El cuarzo presenta esporádicamente extinción ondulante, límites de subgrano y un tamaño de grano bimodal. Existen dos tipos de porfiroblastos de cloritoide, unos idiomorfos, limpios y libres de inclusiones, y otros sub o idiomorfos con muchas inclusiones. Este mineral es post-tectónico con respecto a la foliación continua, mientras que guarda relaciones pre, sin y post-tectónicas con respecto al clivaje de crenulación.

Zona IV

COT-21. Esquisto oscuro similar a las muestras COT-44 y 53 con venas de cuarzo. Se observan venas cuarzo formadas por cristales heterogranulares con extinción ondulante y subgranos (Fig. 45A), cuyos límites de suelen ser muy irregulares y presentan formas lobuladas, como corresponde a una recristalización dinámica de tipo GBM (Fig. 45B). En la parte pelítica, se observan dos foliaciones: una foliación que puede mostrarse continua o espaciada de tipo disyuntivo (Fig. 45C), y una foliación espaciada de tipo clivaje de crenulación muy poco desarrollada.

COT-44. Esquisto oscuro satinado de aspecto cornubianítico constituido esencialmente por Ms-Qtz-opacos-Cld-Ky±Chl, con agregados de mica blanca y Ky sustituyendo la And anterior. Se observan dos foliaciones tectónicas: una esquistosidad continua dominante, prácticamente paralela a la estratificación, y un clivaje de crenulación grosero, que muestra evidencias de disolución por presión (Fig. 43A). El cuarzo es heterogranular, muestra extinción ondulante y puntualmente límites de subgrano, evidenciando una deformación dominada por mecanismos de plasticidad intracristalina, acompañada de mecanismos de acomodación. Los agregados micáceos presentan inclusiones orientadas con patrones rectos en continuidad con la esquistosidad exterior, mientras que la crenulación es desviada a su alrededor, observándose incluso algún agregado deformado por esta (Fig. 43B y C). Los porfiroblastos de cloritoide son de dos tipos: unos presentan sombras de presión, desviación de la foliación continua, inclusiones con patrones rectos y están fracturados (ver Fig. 44D); y otros, que son mayoría, carecen de sombras de presión y presentan un crecimiento claramente post-tectónico con respecto a la esquistosidad continua. Alguno de estos últimos, puede encontrarse ligeramente rotado (Fig. 43D), por lo que puede deducirse un crecimiento intertectónico con respecto a las dos foliaciones visibles. El crecimiento del clori-

toide puede considerarse que comenzó en las etapas tardías de la formación de la esquistosidad continua y finalizó antes de la formación de la esquistosidad de crenulación.

COT-49. Filita azul oscura moteada (ver Fig. 9B y C) constituida esencialmente por Ms-Ky-Chl-Cld -Qtz, con agregados de mica blanca sustituyendo porfiroblastos previos de andalucita. Se observa un clivaje pizarroso definido principalmente por la orientación preferente de cristales de moscovita y opacos (Fig. 46A); la cianita presenta un crecimiento en dos etapas, siendo la segunda de ellas, al menos, posttectónica con respecto a este (Fig. 46B). Los agregados de mica blanca (pseudomorfo de And) presentan inclusiones orientadas con patrones rectos, desvían ligeramente la foliación a su alrededor (aunque no siempre) y muestran sombras de presión poco desarrolladas o discontinuidades entre la foliación en el interior y en el exterior del pseudomorfo (Figs. 46A y C).

COT-50 y 51. Filitas con Ms-Qtz-opacos±Ep±Bt y porfiroblastos de granate o estauroлита totalmente retrogradados. Presentan tres foliaciones tectónicas: un clivaje pizarroso paralelo a la estratificación; un bandeo tectónico con buzamientos suaves hacia el SO; y un clivaje de crenulación que se desarrolla únicamente en los dominios M del bandeo tectónico y que buza suavemente hacia el E. La lámina COT-51 presenta porfiroblastos retrogradados con sombras de presión asimétricas que indican un movimiento diferencial de techo hacia el SO. El cuarzo, de tamaño bimodal y bordes irregulares, mostrando evidencias claras de procesos de recristalización dinámica, límites de subgrano y en ocasiones extinción ondulante.

COT-52. Esquisto oscuro noduloso constituido esencialmente por Ms-Ky-Cld-opacos, con agregados de mica blanca y Ky sustituyendo a porfiroblastos de And. Sus características son similares a las de COT-44, aunque la crenulación muestra una geometría más irregular (Fig. 44A). Los agregados de mica blanca presentan inclusiones orientadas con patrones rectos, tienen formas alargadas en la dirección de la foliación continua e incluso muestran a veces pequeñas sombras de presión.

Esto puede ser debido bien a un crecimiento tardío con respecto a la foliación continua o a que la foliación continua se forma en el transcurso de más de una fase de deformación. Por otra parte, estos agregados son claramente pretectónicos con respecto al desarrollo de la foliación espaciada. Los porfiroblastos de cianita presentan inclusiones orientadas con patrones rectos, muestran generalmente sombras de presión alargadas paralelas a la foliación continua y, de forma esporádica, desviación de la foliación espaciada a su alrededor (Fig. 44B). Aunque algunos cristales son claramente posttectónicos (Fig. 44C), la presencia de sombras de presión y desviación de la foliación indica que algunos comenzaron a crecer cuando todavía estaba desarrollándose la foliación continua, posiblemente en etapas tardías, dado el pobre desarrollo de las sombras de presión y la ausencia de rotación de los porfiroblastos. El cloritoide, al igual que en la muestra COT-44, muestra dos tipos diferentes y guarda las mismas relaciones con la matriz (Fig. 44D).

COT-53. Esquisto oscuro satinado similar a las muestras COT-44 y 52 descritas anteriormente.

COT-56. Ampelita constituida esencialmente por grafito-Qtz-Ms-Chl que presenta tres foliaciones tectónicas. La primera de ellas es un clivaje pizarroso, prácticamente paralelo a la estratificación, definido por la orientación preferente de cristales de moscovita y grafito (Fig. 47B,C). En el afloramiento muestra una dirección N-S y presenta un buzamiento alto (entre 65 y 80°) hacia el O. La foliación principal es un bandeo tectónico con dominios Q y M claramente definidos y que muestran evidencias de disolución por presión (Fig. 47A, B y C). En el campo se puede comprobar que este bandeo, que se inclina unos 20° hacia el O, está asociado con pliegues subcilíndricos de escala centimétrica que presentan vergencias hacia el O. Finalmente, también se observa una foliación espaciada de tipo clivaje de crenulación que se desarrolla únicamente en los dominios M del bandeo tectónico (Fig. 47D); en el campo esta foliación presenta buzamientos bajos hacia el E, aunque es difícil de observar.