

Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del Para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España)

A. Marcos y S. Llana Fúñez

Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo, España.

Dirección actual S. Llana Fúñez: Dpt. of Geology, University of Manchester, Oxford Road, M13 9PL Manchester, UK.

Correspondencia: marcos@geol.uniovi.es

Resumen: La revisión cartográfica de la geología del basamento varisco en el área comprendida entre el Complejo de Órdenes y el Sinclinal de Verín (Galicia oriental) ha permitido precisar la geometría de las láminas tectónicas situadas por debajo de los complejos alóctonos del noroeste peninsular (Lámina Para-autóctona) y de su autóctono (Zona Centro-Ibérica). El emplazamiento de estas unidades se produjo durante el desarrollo de la Orogenia Varisca como consecuencia de la colisión entre las masas continentales de Gondwana y Laurentia. En este artículo se presenta la cartografía del límite inferior de la Lámina Para-autóctona en este sector y se propone una correlación de las unidades litológicas que forman el Autóctono con unidades litoestratigráficas homólogas de la Zona Centro-Ibérica en el Dominio del Olló de Sapo. El análisis estructural de la cartografía y su relación con las áreas adyacentes permite, además, reconocer el trazado de diversas zonas de cizalla variscas.

Palabras clave: orógeno varisco, para-autóctono, Zona Centro-Ibérica, Olló de Sapo.

Abstract: Reviewing the geology of the variscan basement in the region between the Órdenes Complex and the Verín Syncline (Eastern Galicia) allows to establish more accurately the geometry of tectonic sheets below the allochthonous complexes in NW Iberia (the Para-autochthonous Sheet) and its autochthon (the Central-Iberian Zone). The emplacement of these units took place during the development of the Variscan Orogen as a consequence of the collision between Gondwana and Laurentia. In this work we present a geological map of the lower boundary of the Para-autochthonous Sheet in the study area and we establish a correlation of the rock sequence in the autochthonous with a comparable and better known stratigraphic sequence in the Olló de Sapo Antiform within the Central-Iberian Zone. We suggest that the rocks previously named as the Santabaia Group correspond in fact to the Serie de los Cabos with the only difference that they include a volcano-sedimentary succession similar to the Olló de Sapo Formation. The structural analysis of the geological map in the study area and its surrounding regions also allows to recognize the trace of several significant variscan shear zones.

Key words: Variscan belt, para-autochthonous units, Central-Iberian Zone, Olló de Sapo.

La colisión de dos grandes masas continentales, Gondwana y Laurentia, y de pequeños terrenos situados entre ambas, dio lugar en el SO de Europa a la formación de la Cadena Varisca durante el Paleozoico medio y superior, la cual actualmente cons-

tituye buena parte del basamento prealpino en el sur de Europa. Las rocas deformadas durante este ciclo orogénico afloran en la mitad occidental de la Península Ibérica, donde al nivel de erosión actual es posible observar una serie de rasgos tectónicos

relacionados con la Orogenia Varisca, entre los que se encuentran numerosos mantos constituídos por rocas metamórficas y diversas zonas de cizalla dúctil de escala cortical. En particular, destaca una unidad formada por rocas de afinidad ofiolítica y otras que registran un metamorfismo de alta presión y alta temperatura, que aparecen divididas y conservadas en diversas láminas tectónicas y conservadas formando varios 'klippen', que representarían los restos transportados de una de las zonas de sutura de la Cadena Varisca.

Esta zona de sutura se incluye en el noroeste de la Península Ibérica dentro de lo que se ha denominado Dominio de los Complejos de Rocas Máficas y Asociadas, que junto con el Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes constituyen la Zona de Galicia-Tras-Os-Montes (Farias et al., 1987; Farias, 1992). Esta Zona engloba un conjunto de unidades tectónicas, conocido informalmente como 'complejos alóctonos', que afloran en Galicia y norte de Portugal y cuyo substrato está formado por la sucesión precámbrica y paleozoica convencional de la Zona Centro-Ibérica (Julivert et al., 1972). El Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes es una lámina tectónica alóctona situada en la base de mantos de estos Complejos Alóctonos que ha sido también denominada Para-Autochthonous Thrust Complex por Ribeiro et al. (1990), nomenclatura que traducida adoptamos en este trabajo.

El objeto de revisar la geología en el entorno de Chantada (Provincia de Lugo) es el de precisar las características de la estratigrafía, estructura y distribución de la Lámina Para-autóctona y de su autóctono infrayacente mediante la observación de las relaciones de campo entre las rocas y la realización de una cartografía geológica de calidad en sectores de particular interés, seguidos de un análisis estructural a todas las escalas. Los resultados obtenidos con este trabajo permiten simplificar en gran medida la geología de la región y constituye un avance en el conocimiento de la estratigrafía y estructura de la Lámina Para-autóctona y de su autóctono en las zonas occidentales de Galicia que, al estar fuertemente afectadas por los eventos térmicos tardíos variscos, no han recibido hasta el presente una atención adecuada.

Características geológicas generales del área de Chantada

En el área comprendida entre el límite suroriental del Complejo de Órdenes y el Sinclinal de Verín (respectivamente hacia el NO y SE del mapa en la Fig. 1), las rocas del basamento se agrupan en tres unidades tectónicas mayores, a saber; la Lámina de Lalín-Forcarei, la Lámina Para-autóctona (LPA) y la secuencia metasedimentaria del autóctono de la ZCI (Figs. 1 y 2). Los materiales correspondientes a la Lámina de Lalín-Forcarei (esquistos plagioclásicos con intercalaciones de paragneises y anfíbolitas) afloran exclusivamente en el extremo noroccidental de la región estudiada (Fig. 2), por lo que no serán aquí descritos. Para el conocimiento detallado de las características de estas rocas pueden consultarse los trabajos de Abril et al. (1972), Marquínez (1984), Barrera Morate et al. (1988), Díaz García (1993) y Martínez Catalán et al. (1996).

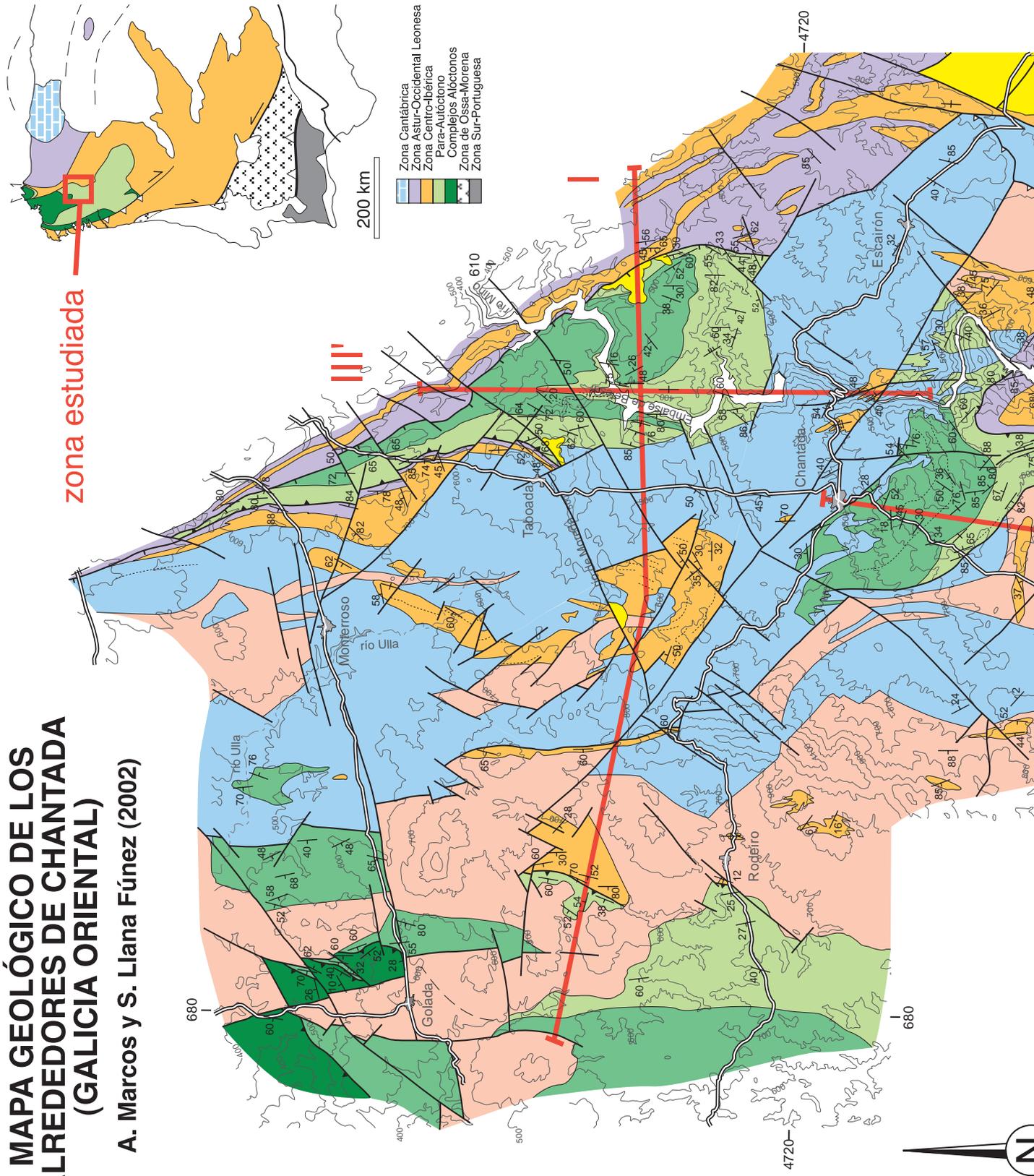
Como puede observarse en el mapa geológico (Fig. 1) el frente principal de la LPA se encuentra en el ángulo noroccidental del área cartografiada; hacia el este, esta lámina se encuentra preservada en una serie de klippen o semi-klippen, situados en el núcleo de pliegues sinformales desarrollados durante los últimos episodios de plegamiento varisco (sinformes de Vilaesteba, Chantada y A Peroxa, ver Fig. 2). Diversos sistemas de fallas tardías de edad varisca, junto con otras de probable edad alpina, modifican parcialmente las relaciones originales y dan lugar al actual modelo caótico de afloramiento, con escasa continuidad lateral de las diferentes unidades de rocas (Fig. 2).

Rasgos estratigráficos

La secuencia estratigráfica en la LPA está constituida, de abajo a arriba, por los metasedimentos de los Grupos Nogueira (esquistos negros con frecuentes niveles de liditas) y Paraño (cuarzo-esquistos, grauvacas y cuarcitas) (Marquínez, 1984) (Fig. 3). Como más adelante veremos, las rocas metasedimentarias y metavolcánicas atribuidas por Barrera Morate et al., (1988) al Grupo de Santabaia (Farias et al., 1987) y situadas por debajo del Grupo Nogueira, son consideradas en este trabajo como pertenecientes a la

MAPA GEOLÓGICO DE LOS ALREDEDORES DE CHANTADA (GALICIA ORIENTAL)

A. Marcos y S. Llana Fúnez (2002)



zona estudiada

- Zona Caniábrica
- Zona Astur-Occidental Leonesa
- Zona Centro-Ibérica
- Para-Autoctono
- Complejos Alóctonos
- Zona de Ossa-Morena
- Zona Sur-Portuguesa

200 km



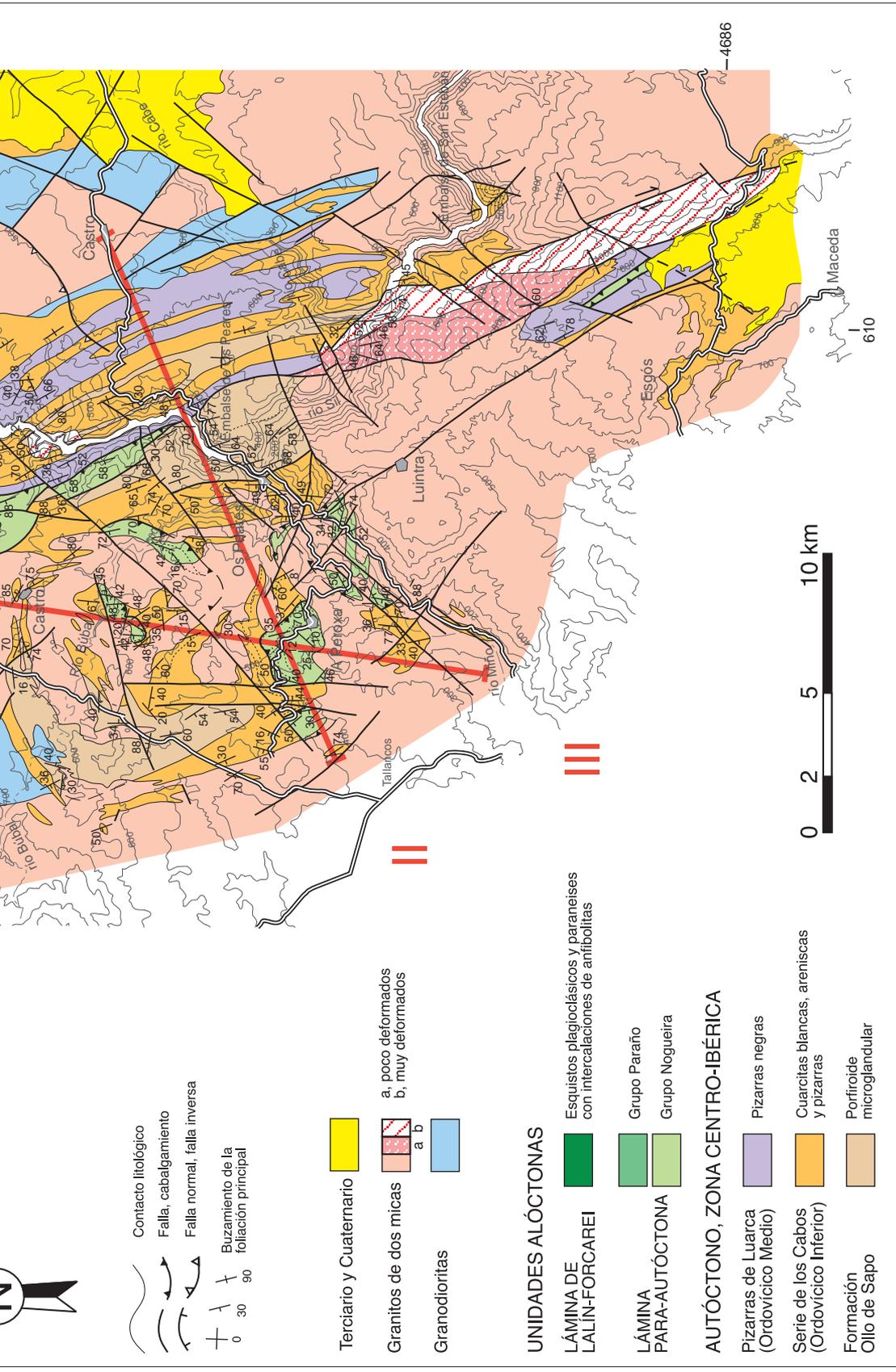


Figura 1. Mapa geológico de los alrededores de Chantada (Galicia oriental) levantado a partir de datos propios y de los procedentes del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (Abril et al., 1972, 1973; González et al., 1973; Divar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1978; Martínez Catalán et al., 1978) y 1:200.000 (González Lodeiro et al., 1983; Barrera Morate et al., 1988). La subdivisión en zonas del Macizo Varisco del Oeste peninsular, incluido como referencia, está basada en Julivert et al. (1972).

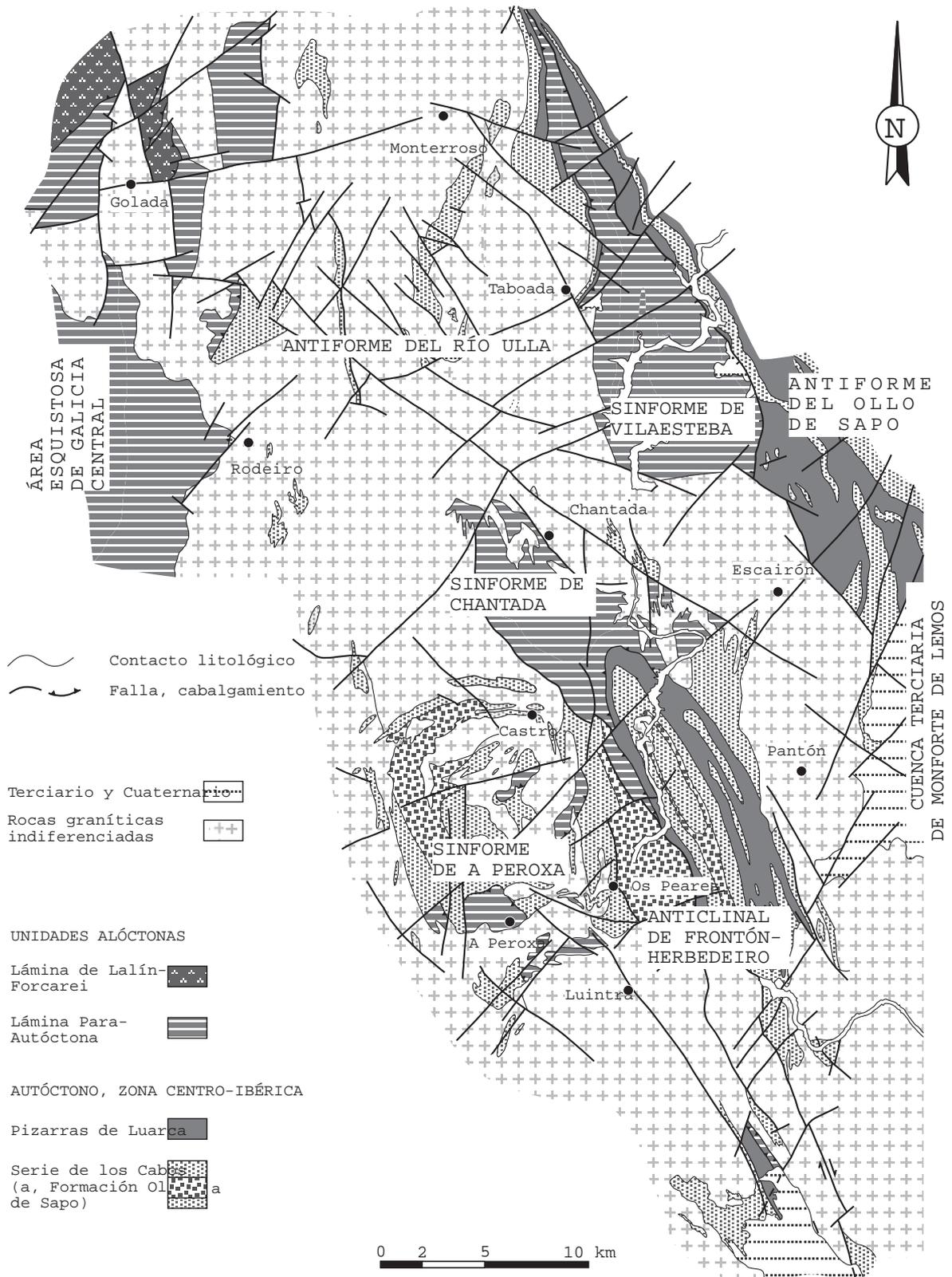


Figura 2. Esquema geológico simplificado de la región estudiada, mostrando la distribución de las principales unidades estructurales y litológicas.

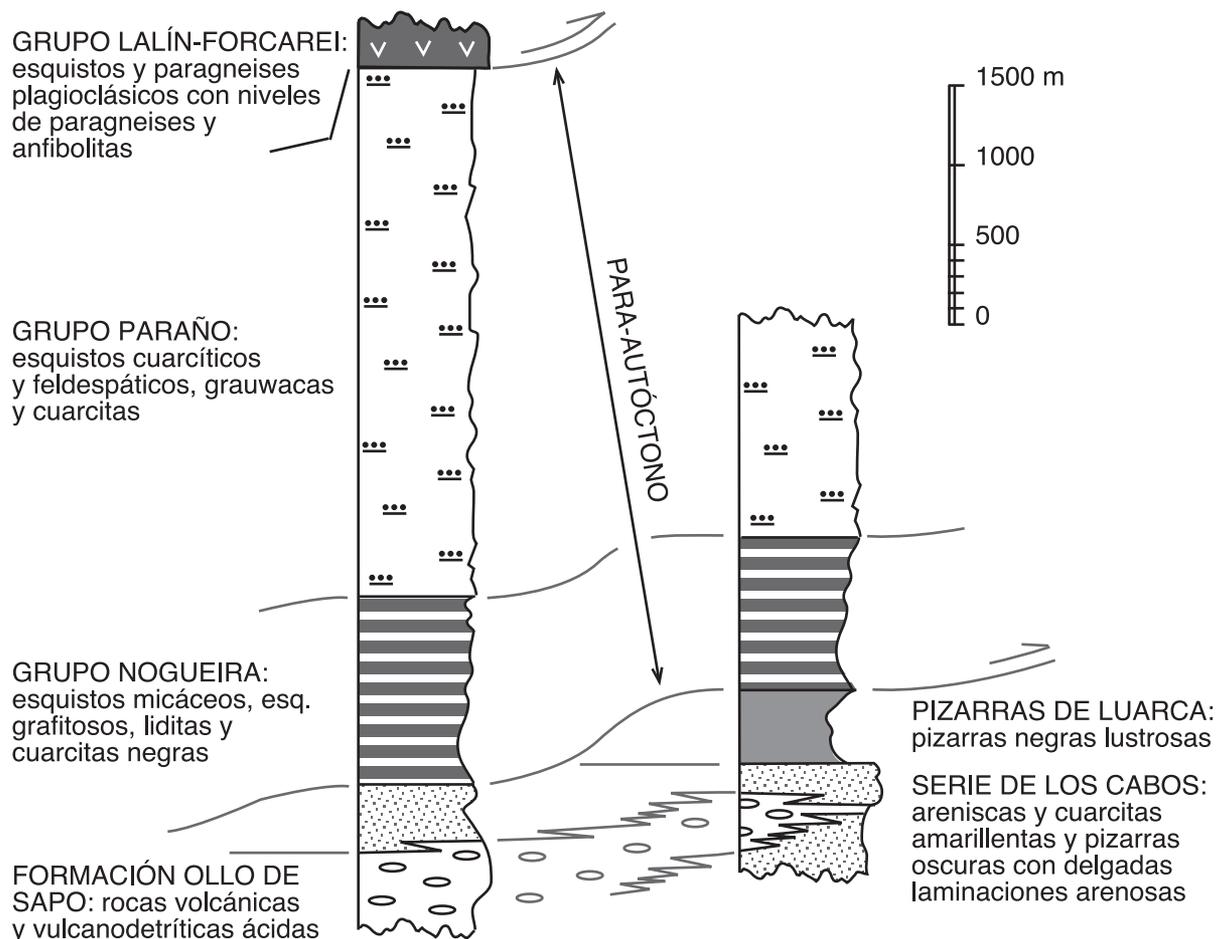


Figura 3. Unidades litoestratigráficas diferenciadas hacia el este y oeste de la región estudiada.

sucesión paleozoica convencional de la ZCI en el Antiforme del Olló de Sapo.

La secuencia de rocas del autóctono está formada, de abajo a arriba, por metasedimentos siliciclásticos y pizarras negras comparables con la Serie de los Cabos (Cámbrico medio a Arenig) y las Pizarras de Luarca (Llanvirn-Llandeilo), respectivamente. Tal como se describirá a continuación, la Serie de los Cabos incluye en este sector un miembro de gneises glandulares con cuarzos azulados que es comparable en litología y situación estratigráfica con la Formación Olló de Sapo (ver Arias et al., 2002) (Fig. 3). Además, ha podido comprobarse que los afloramientos de esta formación se extienden más hacia el Oeste de lo habitualmente considerado.

Rasgos tectónicos

Los rasgos generales de la estructura de la zona se deducen de la observación de los cortes representados en la Figura 4. En ellos se pone en evidencia una gran unidad alóctona, la LPA, que se apoya sobre un autóctono previamente plegado. El conjunto de estas unidades se encuentra replegado y afectado por fallas con diferentes características.

Siguiendo el esquema clásico del análisis tectónico regional se pueden distinguir en el área estudiada varias fases de deformación que se han ordenado en función de criterios de superposición. Los tipos de estructuras relacionadas, ordenados secuencialmente de acuerdo a un grado decreciente de ductilidad de las estructuras, son los siguientes: i) una deformación interna generalizada en las unidades

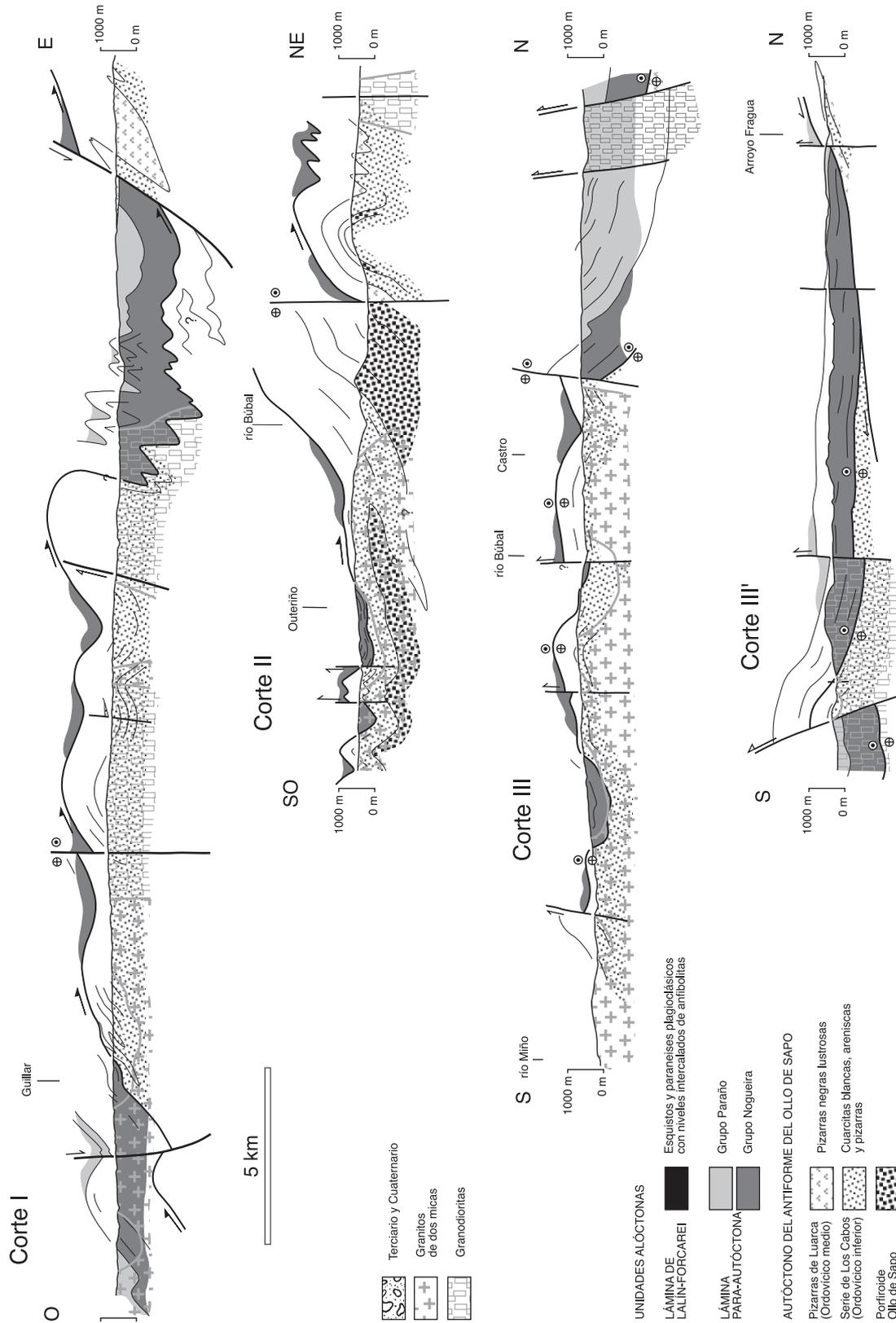


Figura 4. Cortes geológicos a través de la región estudiada, mostrando la distribución las principales unidades estructurales y litológicas. Ver situación en la Figura 1.

tectónicas que se manifiesta por el desarrollo de un clivaje pizarroso o una esquistosidad con una disposición de plano axial con respecto a pliegues isoclinales (D1); ii) cabalgamientos y zonas de cizalla subhorizontales, que separan las diferentes unidades tectónicas (D2); iii) pliegues de plano axial subvertical y ángulo entre flancos variable, en ocasiones con una foliación de crenulación asociada (D3). Además se reconocen algunas zonas de cizalla subverticales limitando alguno de estos cuerpos plegados y varios sistemas de fallas tardías.

Esta secuencia de fases de deformación es coherente con la descrita en otras localidades de las zonas internas del orógeno varisco en el noroeste de la Península Ibérica (Matte, 1968; Marcos, 1972).

Metamorfismo y magmatismo

La región comprendida entre el Complejo de Órdenes y el Sinclinal de Verín se encuentra afectada por distintos eventos magmáticos y metamórficos de edad varisca. Los granitoides variscos presentes en el área estudiada son granitos sincinémáticos emplazados a partir de la interfase D2-D3 o durante D3: (i) granitos calcoalcalinos con biotita y (ii) granitos peraluminicos de dos micas.

El evento metamórfico con mayor desarrollo es un metamorfismo de alta temperatura y baja presión asociado a la intrusión de los granitos de dos micas, que conduce localmente a una fusión parcial de los metasedimentos. Las intrusiones previas de granodioritas se ven también afectadas por este metamorfismo tardío. En la Figura 5 se presenta un mapa sintético con la distribución de asociaciones de minerales metamórficos, las cuales se han agrupado en zonas características con similar paragénesis mineral metamórfica. Este mapa ha sido realizado a partir de datos previos (Abril et al., 1972, 1973; González et al., 1972; González Lodeiro et al., 1973, 1983; Divar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1978; Martínez Catalán et al., 1978; Barrera Morate et al., 1988) y de datos propios. Como se puede apreciar, en general existe una relación directa entre las distintas zonas definidas por las asociaciones minerales y los afloramientos de granitos de dos micas (granitos palingenéticos, de tipo S). No obstante, se observan también relaciones de corte entre al-

gunas de los contactos, que indicarían que su distribución actual no representa el efecto de un simple evento metamórfico térmico sino que posiblemente se trate de una superposición de varios eventos metamórficos de importancia regional (ver, por ejemplo, Abril et al., 1973) y posiblemente de distinto significado tectónico en la evolución del orógeno. Las primeras zonas con granate y estauroлита probablemente corresponden a un metamorfismo varisco progrado de presión intermedia (de tipo Barroviense) mientras que las más tardías con andalucita y sillimanita, ambas fases minerales indicativas de relativa baja presión, estarían estrechamente ligadas a la intrusión de los granitos de dos micas. La existencia de grandes áreas con migmatitas se relaciona con el último episodio metamórfico de mayor temperatura, relacionado con el clímax de la intrusión de granitos de dos micas cuyo apogeo tuvo lugar entre los 315 y 330 Ma (Viseense-Namuriense) (Pinto, 1983; Priem y den Tex, 1984) simultáneamente a la fase de replegamiento general D3.

Este proceso de intrusión continua e intersección de zonas metamórficas (isogradas, cuando representan temperatura) ha sido denominado plutonometamorfismo (Oen, 1970, 1974; Martínez et al., 1990). La distribución de las asociaciones de minerales metamórficos de la Figura 5 representa pues el estado final de una historia metamórfica muy dilatada en el tiempo que está ligada íntimamente a episodios tectónicos determinados en el desarrollo del orógeno.

Precisiones sobre la sucesión estratigráfica de la Lámina Para-autóctona y del autóctono de la Zona Centro-Ibérica: el problema del Grupo Santabaia y la extensión hacia el oeste de la Formación Olo de Sapo

Antecedentes

Para González et al., (1973) la sucesión en el Antiforme del Olo de Sapo (en el extremo oriental de la región estudiada, ver Fig. 2) comienza con niveles de porfiroides derivados de rocas volcánicas y vulcanodetríticas ácidas (riodacitas) (la Formación Olo de Sapo, con más de 300 m de espesor). Por encima y en tránsito gradual, se sitúa una sucesión de rocas siliciclásticas formada esencialmente

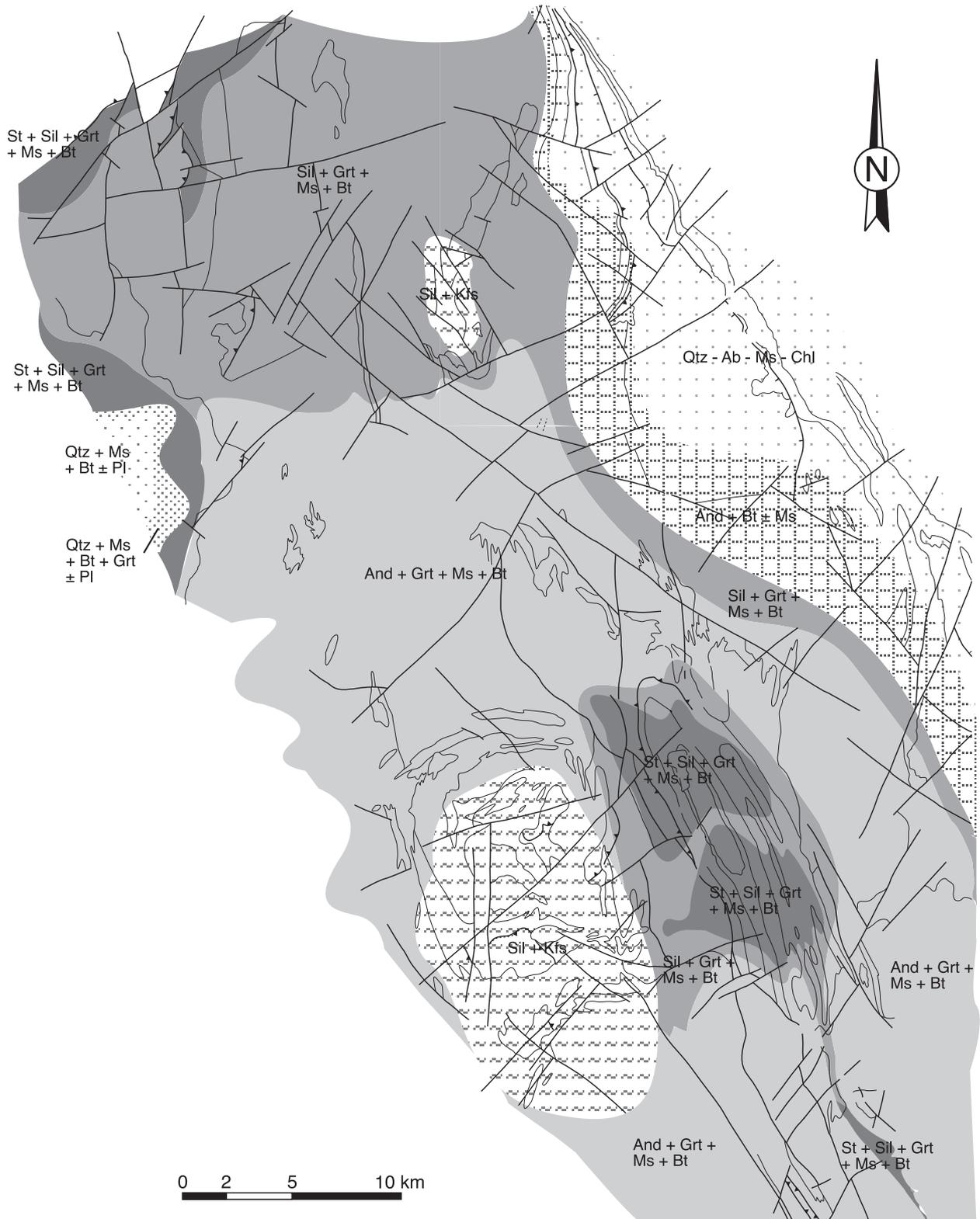


Figura 5. Distribución de asociaciones minerales metamórficas en pelitas y areniscas en los alrededores de Chantada elaborado a partir de datos de autores previos (Abril et al., 1972, 1973; González et al., 1972; González Lodeiro et al., 1973, 1983; Divar Rodríguez e Iglesias Ponce de León, 1978; Martínez Catalán et al., 1978; Barrera Morate et al., 1988) y de datos propios. Símbolos de minerales según Kretz (1986).

por una alternancia de areniscas y pizarras (ca. 950 m) que culmina con un nivel de cuarcitas blancas y grises denominado informalmente 'cuarcita armoricana' (con un espesor de ca. 300 m). Sobre esta cuarcita se disponen pizarras grises y azuladas (ca. 800 m), que consideran equivalentes a los niveles que caracterizan el Ordovícico medio en regiones vecinas (las Pizarras de Luarca). Finalmente, la sucesión culmina con un conjunto de pizarras, areniscas, cuarcitas, ampelitas y liditas (con más de 1.200 m), que suponen ya de edad Silúrica.

En el anticlinal de Frontón-Herbedeiro (Fig. 2), González et al., (1973) y Abril et al., (1973) describen una sucesión que incluye también rocas vulcanodetríticas pero que consideran completamente diferente; esta sucesión se inicia con una alternancia de esquistos micáceos y cuarcitas (ca. 600 m), en el que destaca un nivel de rocas vulcanodetríticas ácidas (50-200 m) con importantes cambios de facies y espesor. Por encima, estos autores sitúan una gruesa sucesión (ca. 500 m) de esquistos con intercalaciones de cuarcitas negras (2-40 m) y, por último, una formación vulcanodetrítica (ca. 600 m). Esta sucesión sería para estos autores comparable a la Serie de Porto-Villavieja de Martínez-García y Corretgé (1970), atribuida al Precámbrico superior-Cámbrico. Posteriormente, Barrera Morate et al. (1988) asignaron estos materiales a una nueva unidad litoestratigráfica, el Grupo Santabaia, constituido esencialmente por esquistos micáceos y cuarcosos, paragneises y ortogneises glandulares, con un marcado carácter vulcano-sedimentario. Esta nueva unidad litoestratigráfica se situaría inmediatamente por debajo del Grupo Nogueira, ya citado en una sección anterior y del que se hablará más en detalle más abajo.

Los mapas geológicos a escala 1:200.000 compuestos por González Lodeiro et al., (1983) y Barrera Morate et al., (1988) extienden, a diferencia de las cartografías precedentes, los afloramientos del Grupo Nogueira hacia el este del área esquistosa de Galicia central, ocupando el sinclinal de Villaesteba y el sinforme de A Peroxa (ver Fig. 2). De hecho, para estos autores, todos los materiales situados por debajo del Grupo Nogueira dentro de la región aquí estudiada corresponderían al Grupo Santabaia (p. e., los afloramientos situados en la amplia estructura antiformal del Río

Ulla, ver Fig. 2 y Fig. 4). Otros afloramientos del Grupo Santabaia se sitúan al suroeste (cubeta de La Seara, ver Barrera Morate et al., 1988) y sur de la región estudiada (anticlinal de Carraxo, ver Farias, 1990) de la región estudiada. El límite inferior del Grupo Santabaia sería el cabalgamiento basal de la Lámina Para-autóctona (Barrera Morate et al., 1988).

La sucesión estratigráfica de la Lámina Para-autóctona

La Lámina Para-autóctona se sitúa en la base del apilamiento de mantos que constituyen el alóctono en el noroeste de la Península Ibérica (Iglesias et al., 1983). Su denominación procede de la consideración de que su edad es en términos generales más moderna que la del autóctono y de su estrecha relación estructural con este último (Ribeiro, 1974; Iglesias et al., 1983; Ribeiro et al., 1990). Por otra parte, se diferencia de las láminas tectónicas situadas por encima por presentar un registro metamórfico previo al emplazamiento de los mantos (pre D2) de menor grado. La lámina cabalgante para-autóctona está constituida por dos unidades litoestratigráficas, de arriba a abajo: el Grupo Paraño y el Grupo Nogueira (Fig 3).

El Grupo Paraño (Marquínez, 1981; 1984) está constituido por una monótona sucesión de esquistos arenosos y filitas, con escasas intercalaciones de cuarcitas y algunos niveles de vulcanitas ácidas. En el área estudiada su espesor supera los 2.500 m.

El Grupo Nogueira (Marquínez, 1981; 1984) incluye esquistos negros, con niveles intercalados de liditas y cuarcitas grafitosas, y micaesquistos arenosos. Su espesor se aproxima a los 2.500 m al oeste de Rodeiro, disminuyendo hacia el extremo nororiental del área estudiada, donde no alcanza los 1.000 m, aunque debe considerarse que en su parte inferior está truncado por el cabalgamiento basal de la Lámina Para-Autóctona.

Los mejores afloramientos de ambos grupos se sitúan al oeste de Rodeiro y en el sinforme de Villaesteba; en el resto de los afloramientos (sinforme de Chantada y alrededores de Golada) las rocas se encuentran afectadas por un intenso metamorfismo que dificulta el reconocimiento de sus características primarias (Figs. 1, 2 y 5).

La sucesión estratigráfica del autóctono (Zona Centro-Ibérica) y la cuestión de la posición estratigráfica de la Formación Olló de Sapo.

Dentro del sector estudiado, la sucesión más completa de las rocas del autóctono se obtiene en el anticlinal de Frontón-Herbedeiro (Figs. 1 y 2). Partiendo del núcleo del anticlinal hacia el oeste, puede obtenerse una sucesión que de muro a techo incluye los siguientes términos:

1) alternancia de pizarras grises y cuarcitas amarillentas (mínimo 300 m),

2) gneises microglandulares, formados por una matriz versosa de grano fino que engloba cristales y agregados de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (200 m). Como rasgo característico, incluyen también cristales azules de cuarzo de tamaño milimétrico. La existencia de algunos niveles de areniscas intercalados entre los gneises sugiere que originalmente debía de tratarse (al menos en parte) de una sucesión vulcano-sedimentaria,

3) rocas con características semejantes al primer nivel (500 m); estas alternancias culminan con un nivel de cuarcitas blancas de unos 50 m. de espesor,

4) pizarras negras lustrosas (pizarras de techar) con intercalaciones muy esporádicas de areniscas (700 m).

Por encima de estos niveles se sitúan ya las rocas de la Lámina Para-autóctona (pertenecientes al Grupo Nogueira, en este caso).

Las características litológicas y estratigráficas de esta sucesión coinciden con las de la sucesión establecida en el dominio del antiforame del Olló de Sapo (ver antecedentes arriba citados y una síntesis en Barrera Morate et al., 1988), a saber: i) los niveles 1 y 3 son comparables a las Capas de los Montes, atribuidas al Ordovícico inferior (Riemer, 1963, 1966; ii) el horizonte de cuarcitas culminante del nivel 3 es comparable a la 'Cuarcita Armoricana', también del Ordovícico inferior; iii) el nivel 4 coincide con las características de las Pizarras de Luarca del Ordovícico medio; iv) el nivel 2 posee las mismas características que la Formación Olló de Sapo (Parga Pondal et al., 1964). La única diferencia entre esta sucesión y la bien conocida del Antiforme del Olló de Sapo se

refiere precisamente la posición de la Formación Olló de Sapo: mientras en el citado antiforame la Formación Olló de Sapo se sitúa en el núcleo de la estructura, no siendo posible la observación de los niveles subyacentes, aquí se puede observar que se encuentra intercalada en las Capas de los Montes del Ordovícico inferior (Fig. 3). En cualquier caso, debe hacerse notar que por debajo del nivel 1 deben situarse otros más bajos, que aquí no afloran, y que muy probablemente incluyen el resto de la Formación Olló de Sapo (en particular, el denominado Olló de Sapo de grano grueso). Debe destacarse que en esta sucesión es posible observar niveles centimétricos de rocas vulcanodetríticas (incluso con cuarzos azules) interestratificados en las areniscas hasta incluso el horizonte culminante de Cuarcita Armoricana.

Una sucesión comparable a la que se acaba de describir, aunque en ella no alcanza a aflorar la Formación Olló de Sapo, se puede observar por debajo de la Lámina Para-autóctona en el flanco occidental del antiforame de Vilaesteba, desde la altura de Taboada hasta el extremo septentrional de la región estudiada.

En este trabajo y por razones de conveniencia (una mayor simplicidad en la descripción de las rocas) denominaremos Serie de los Cabos (en el sentido dado por Marcos, 1972) a todos los materiales del Ordovícico inferior (y acaso del Cámbrico medio y superior) situados en la región estudiada. En este sentido, la Formación Olló de Sapo constituiría una unidad interestratificada en la Serie de los Cabos (Fig. 3). Una posición estratigráfica muy semejante de la Formación Olló de Sapo, ha sido descrita más al SE, en la región de Viana do Bolo, donde se puede observar una sucesión estratigráfica continua desde el Cámbrico inferior hasta el Ordovícico inferior (Arias et al., 2002). Debe destacarse que una posición estratigráfica como la que se acaba de describir es consistente con las edades radiométricas de ca. 480 Ma obtenidas en otras localidades (Gebauer et al., 1993; Valverde Vaquero y Dunning, 2000).

Otros afloramientos de la Formación Olló de Sapo ocupan una disposición periférica en torno a la cubeta o sinforme de A Peroxa (Figs. 1 y 2). De estos, son los situados al este de Os Peares los que conservan mejor sus características litológicas originales y son, por tanto, fácilmente identificables.

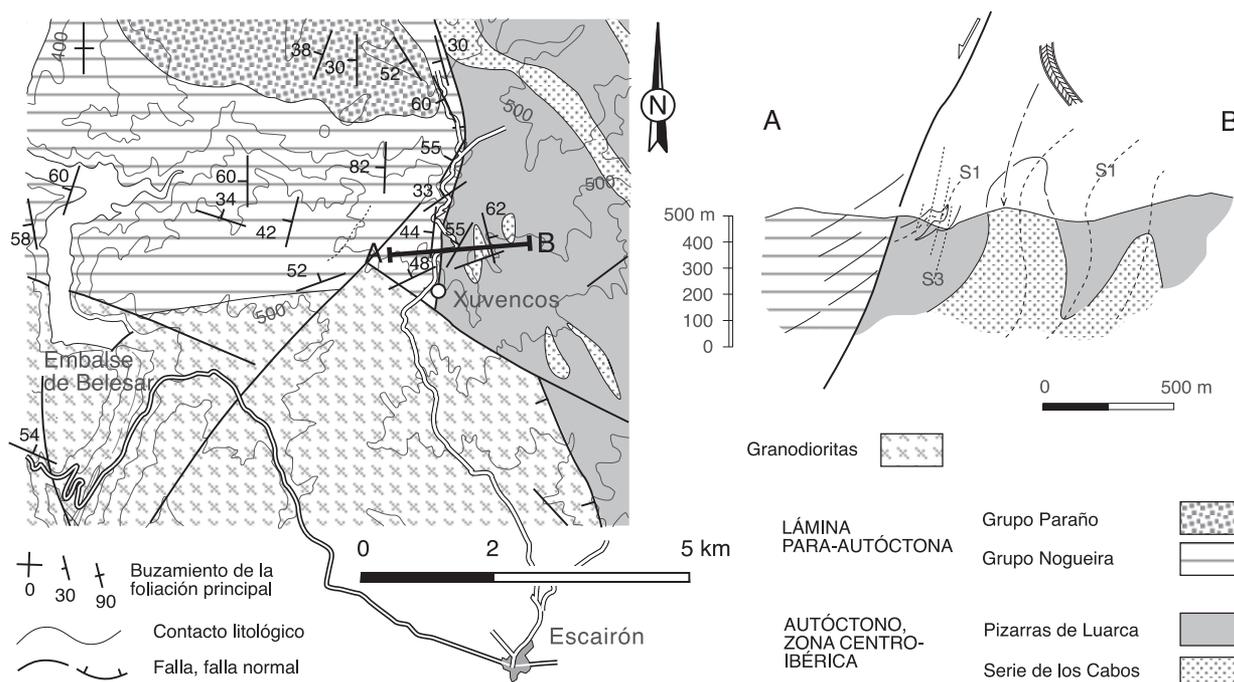


Figura 6. Mapa y corte geológico de los alrededores de Xuvencos, mostrando la situación del yacimiento de *Cruziana* en los niveles culminantes de la Serie de los Cabos.

Los afloramientos de la Formación Ollo de Sapo que limitan el sinforme por el oeste y por el norte están afectados por un metamorfismo más intenso, lo que dificulta su reconocimiento (Fig. 5). En cualquier caso, alcanza a reconocerse el carácter vulcanodetrítico de las rocas y observar en ellas la presencia de llamativos cuarzos azules.

El resto de los afloramientos del autóctono en la zona estudiada corresponden a la Serie de los Cabos. Sus características litológicas (alternancias de pizarras con cuarcitas o areniscas amarillentas en capas decimétricas) permiten diferenciarlos de las otras unidades estratigráficas incluso en áreas con un grado de metamorfismo elevado.

Los niveles culminantes de cuarcita de la Serie de los Cabos han proporcionado icnofósiles del Ordovícico inferior (*Cruziana rugosa*, D'Orbigny) en una localidad situada en las inmediaciones de Xuvencos (Fig. 6).

Datos sobre la estructura del área de Chantada

La reconstrucción de las estructuras a gran escala se encuentra dificultada por la gran extensión que ocupan los afloramientos de rocas graníticas. Sin

embargo, la posición de las rocas metasedimentarias encajantes no se encuentra distorsionada en las cercanías de los cuerpos graníticos ni en las áreas migmatizadas de tal forma que las rocas siguen a grandes rasgos las directrices regionales. A pesar de que en estas áreas con alto grado de metamorfismo, el análisis estructural a escala del afloramiento presenta muchas dificultades, la integración de los datos obtenidos en los afloramientos de rocas metasedimentarias rodeados por rocas graníticas ha permitido levantar secciones estructurales razonablemente fiables (Fig. 4). Dejando aparte la dificultad adicional que representa la identificación de las unidades litoestratigráficas en áreas con fuerte metamorfismo, el problema que se presenta a la hora de reconstruir las estructuras puede compararse al que existe en áreas con una cubierta importante de depósitos recientes.

Características de la foliación principal (S1) en las rocas del autóctono

Las características de la foliación S1 varían mucho de unas localidades a otras, principalmente en relación con el grado de metamorfismo. En

general, se trata de una foliación secundaria continua y penetrativa que se manifiesta como un clivaje o una esquistosidad (Fig. 7A, B y C). Así, en el área del Antiforme del Olo de Sapo se presenta como un clivaje pizarroso ('slaty cleavage') cuyo grado de desarrollo es variable y depende estrechamente de la litología. En las secuencias más pizarrosas (por ejemplo, en las Pizarras de Luarca y en los niveles pizarrosos de la Serie de los Cabos) este clivaje está definido por la orientación preferente de minerales planos (micas, fundamentalmente) y la elongación de granos de cuarzo, proceso éste que predomina en los niveles más detríticos (Fig. 7A).

En los materiales de la Formación Olo de Sapo, que en la zona estudiada son exclusivamente de grano fino, el desarrollo del clivaje da lugar a un bandeado composicional de grano muy fino (Fig. 7D), en el que destacan pequeños fenoclastos alargados de feldespato y cuarzo rodeados por la foliación presente en la matriz (Fig. 7E). En ésta matriz, la foliación está definida por la orientación dimensional de mica blanca de tamaño muy pequeño y por la orientación de agregados policristalinos de cuarzo muy alargados y de geometría lenticular. En torno a los fenoclastos de cuarzo y de feldespato son frecuentes las sombras de presión y las superficies de disolución por presión. El cuarzo en los fenocristales no muestra una fábrica de forma muy acusada. El bajo grado de cristalización y la presencia de superficies de disolución por presión indican que durante su formación existían unas condiciones de metamorfismo propias de la facies de los esquistos verdes. De este modo, el clivaje S1 debió de empezar a formarse coincidiendo con el inicio de un evento metamórfico regional.

En las áreas con fuerte grado de metamorfismo, la foliación S1 se manifiesta como una esquistosidad

continua ('schistosity'), definida principalmente por la orientación dimensional preferente de minerales con hábito planar (Fig. 7C).

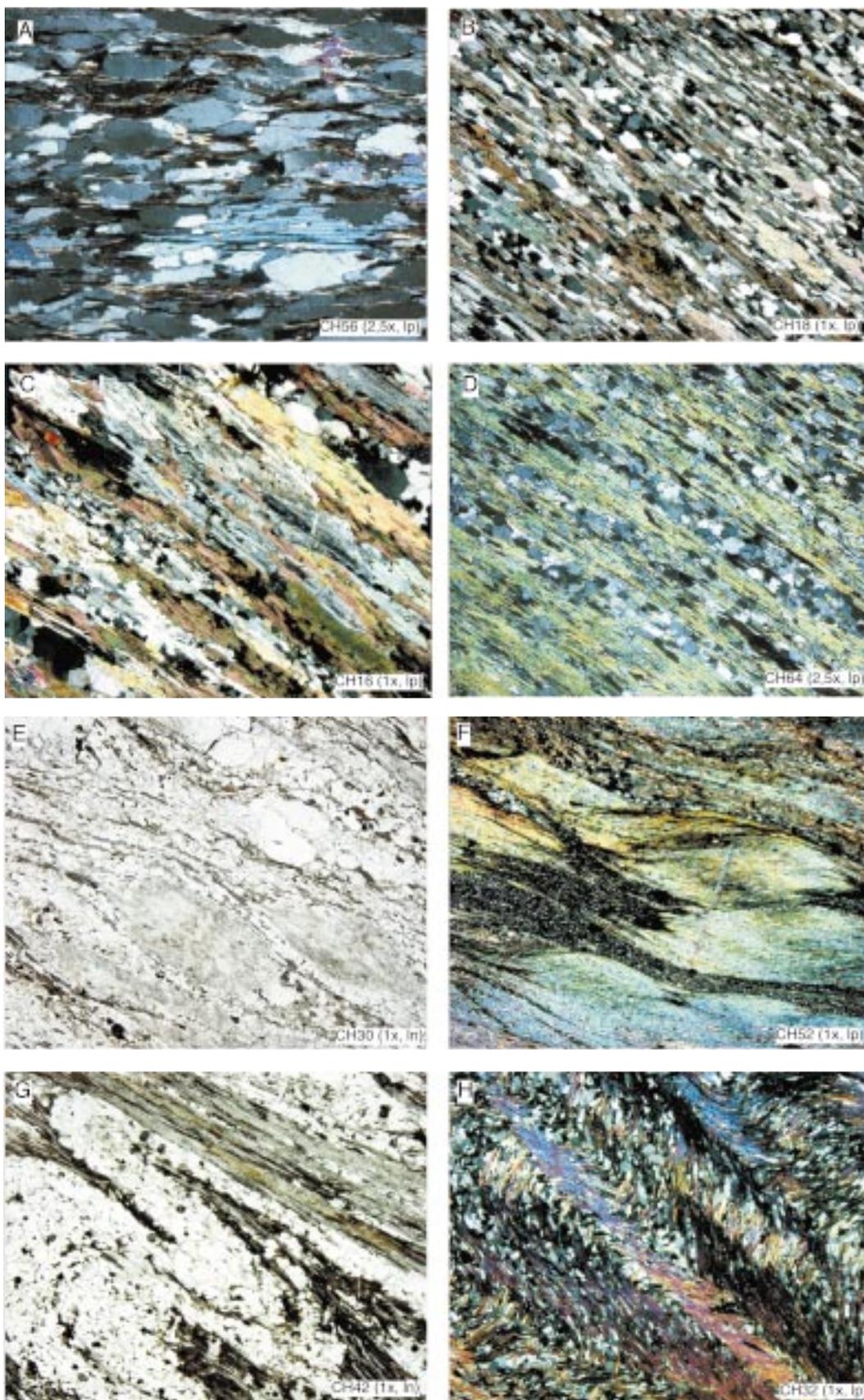
La foliación regional lleva asociada una lineación mineral que es paralela a la lineación de intersección y, por tanto, paralela al trazado general de las estructuras. Su interpretación no está exenta de dificultades, como más adelante veremos.

Extensión y distribución de la Lámina Para-autóctona en la región estudiada y características de su cabalgamiento basal y de las rocas de falla asociadas

La cartografía realizada sobre la base de los datos estratigráficos antes expuestos (Fig. 1), permiten aproximar la extensión y límites de la LPA en la región estudiada. Tal como puede apreciarse en el esquema estructural de la Fig. 8, por delante del frente principal de cabalgamiento, situado hacia el este, a la altura de Rodeiro, se reconocen varios afloramientos de rocas de la LPA conservados en varias estructuras sinformales, en ocasiones limitadas también por fallas, como son los sinformes de Vilaesteba y Chantada, y las pequeñas cubetas sinformales diferenciadas en el sinclinorio de A Peroxa.

El cabalgamiento basal de la LPA se mantiene paralelo o subparalelo a la foliación general de los materiales situados en la lámina cabalgante (Grupo Nogueira) y corta a las rocas situadas en su autóctono. En la cartografía y los cortes (Fig. 1 y 4) se observa que la LPA se apoya sobre materiales del autóctono que con carácter general son progresivamente más jóvenes hacia el este. Así, una línea imaginaria trazada de norte a sur por Monterroso, Chantada y Os Peares (Fig. 1), separaría una zona occidental donde la LPA se apoya sobre la Serie de los Cabos de otra oriental donde lo ha-

Figura 7. A, Clivaje pizarroso en niveles cuarcíticos de la Serie de los Cabos, definido por la forma de cristales de cuarzo y la orientación preferente de cristales de moscovita y biotita. Alrededores de Ada, 1 km al norte de la localidad de Quinzán, situada en la carretera Chantada-Lalín. B, Estadio intermedio entre un clivaje pizarroso y una esquistosidad. Niveles pizarrosos dentro de la Formación Olo de Sapo, 1 km al sur de A Barrela, en la carretera Chantada-Orense. C, Esquistosidad definida principalmente por la orientación preferente de filosilicatos (moscovita y biotita). Misma localidad de la lámina anterior. D, Clivaje en dominios en niveles pizarrosos en la Formación Olo de Sapo, al norte de Los Peares. E, Porfiroides deformados de la Formación Olo de Sapo, en los que destaca la existencia de porfiroblastos de feldespato potásico (con aspecto turbio) y cuarzo. Muestra procedente de los alrededores de Los Peares. F, Filonitas desarrolladas en niveles pizarrosos del Grupo Nogueira, en relación con el cabalgamiento basal de la Lámina Para-autóctona. Carretera general, 5 km al N. de Taboada. G, Micropliegues desarrollados en niveles pizarrosos del Grupo Nogueira, en la zona de cizalla basal de la Lámina Para-autóctona. Cerca de Cela, en la carretera de Los Peares a Chantada, ca. 7 km al norte de la primera localidad. H, Esquistosidad de crenulación desarrollada durante la fase final de replegamiento (D3) en niveles pizarrosos en la Formación Olo de Sapo en los alrededores de Los Peares. CH30, número de la muestra; ln, luz natural, lp, luz polarizada.



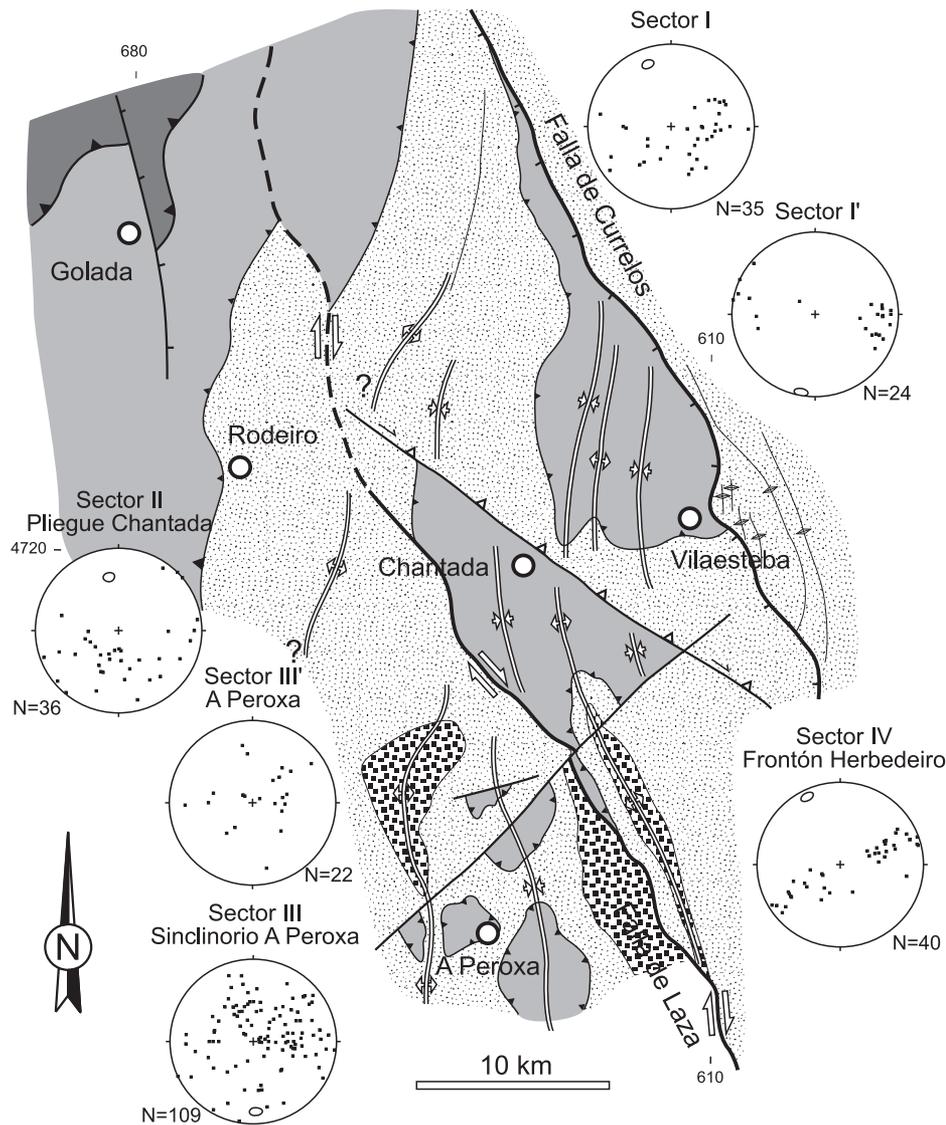


Figura 8. Pliegues D3 y proyecciones estereográficas de la foliación S1 mostrando la orientación de los pliegues.

ce sobre las Pizarras de Luarca. De aquí puede deducirse un sentido general de transporte tectónico en esta dirección. Sin embargo, debe hacerse notar que el cabalgamiento basal de la LPA llega incluso a truncar los pliegues acostados previos (ver Fig. 4, corte I).

Las rocas del Grupo Nogueira situadas inmediatamente por encima del cabalgamiento basal de la LPA se encuentran transformadas en filonitas cuyo espesor es del orden del medio centenar de metros. Se trata de rocas de falla cohesivas en las que se observan fragmentos, de milimétricos a centimétricos, de rocas detríticas (limolitas o areniscas de

grano fino, que conservan una laminación primaria y/o un clivaje previo) de sección más o menos lenticular, inmersos en una matriz pizarrosa (Fig. 7F). Tanto en el campo como en las láminas delgadas se observan con frecuencia pliegues intrafoliares relacionados con la formación de la propia fábrica filonítica (Fig. 7G). Niveles de rocas semejantes a estos han sido descritos de modo recurrente en la base de la LPA en localidades muy distantes situadas al norte y sureste de esta zona, tales como el sinclinal de Verín (Farias, 1987; 1990) y el entorno de Cabo Ortegal (lámina de Río Baio de Marcos y Farias, 1999).

La foliación regional en la Lámina Para-autóctona

Los materiales que forman la LPA presentan también una foliación regional bastante desarrollada. Las características primarias de esta foliación solamente se pueden reconocer en las áreas preservadas del metamorfismo regional tardío de alto grado, particularmente en sinforme de Vilaesteba y en los afloramientos situados al oeste de Rodeiro. En estos sectores, la foliación presenta a escala del afloramiento las características de un clivaje pizarroso y muestra una relación muy constante con la anisotropía previa de las rocas; en las rocas esquistosas esta anisotropía está definida por finas laminaciones de arenisca o limolita y se corresponde, al menos en parte, con la estratificación. Sin embargo, a escala microscópica la foliación se muestra como un 'clivaje en dominios', caracterizado por la alternancia de microlitones (dominios Q, ricos en cuarzo) y dominios de clivaje (dominios M, ricos en micas). En muchos de los microlitones se aprecian micropliegues que deforman una foliación previa. En ocasiones, estos dominios se alcanzan a apreciar directamente en el campo con la ayuda de la lupa. Considerando estas características, la foliación principal en la LPA se corresponde con un clivaje de crenulación S2 localmente muy evolucionado.

En el área estudiada, los pliegues menores asociados a esta foliación S2 son escasos y no existen pliegues a escala cartográfica. De acuerdo con estos datos, las características de la foliación desarrollada en la LPA, coincide plenamente con la descrita por Marquínez (1984) al oeste de la región estudiada. Este autor interpreta esta foliación como originada en un régimen de cizalla general relacionado con el emplazamiento de la LPA, idea que ha sido mantenida posteriormente por otros autores (Farias et al., 1987; Farias, 1990; Marcos y Farias, 1999).

En el resto de las zonas donde aflora la LPA el alto grado de metamorfismo conduce a una intensa recristalización de las rocas que impide el reconocimiento de las características microestructurales originales.

La etapa final de replegamiento D3

En la cartografía y en los cortes (Figs. 1 y 4) se observan varios pliegues con planos axiales subverti-

cales o ligeramente vergentes hacia el este que afectan a toda la secuencia de estructuras previa, tanto pliegues isoclinales D1 como cabalgamientos D2. Localmente, se observa una foliación de crenulación S3 asociada a los pliegues (Fig. 7H), generalmente formando abanicos divergentes.

Los pliegues D3 son homoaxiales con los anteriores y muestran ángulos entre flancos extremadamente variables, como puede apreciarse en los cortes i y ii de la Fig. 4, aunque las trazas axiales en ambos casos sean paralelas. Los pliegues con un ángulo entre flancos muy bajo se localizan en una banda con una orientación aproximada N-S, en la que además las rocas muestran una foliación milonítica muy desarrollada y donde son muy frecuentes las venas de cuarzo de exhudación. Al sur de la localidad de Chantada esta banda de alta deformación se encuentra alineada con la zona de cizalla de Laza, situada hacia el sur. Hacia el norte esta zona de pliegues apretados desaparece en contacto con la falla de Currelos (Fig. 8).

Al este de la banda de deformación anteriormente indicada, los pliegues de plano axial subvertical muestran un ángulo entre flancos relativamente elevado y dan lugar a grandes estructuras antifor-males. En el entorno de la localidad de Os Peares, la cartografía muestra un modelo de afloramiento de las rocas de la Lámina Para-autóctona en domos y cubetas, que evidencia la existencia de otros sistema de pliegues subperpendiculares a los anteriormente descritos (Fig. 8); estos últimos son también pliegues muy abiertos (Fig. 4) y es posible que estén relacionados con las etapas posteriores de fracturación, no necesariamente variscas, que indican una compresión en la dirección N-S.

El problema de la interpretación de las lineaciones de estiramiento o de crecimiento de minerales

En algunas localidades es posible observar una lineación penetrativa que se manifiestan sobre los planos de foliación (generalmente la esquistosidad continua S1) por la orientación dimensional preferente de filosilicatos (comunmente moscovita y/o biotita) o por una fábrica de forma de minerales, que en el campo proporciona un aspecto fibroso a la roca. Tal como se ha señalado anteriormente, existe una cristalización continua de cuarzo y filosilicatos

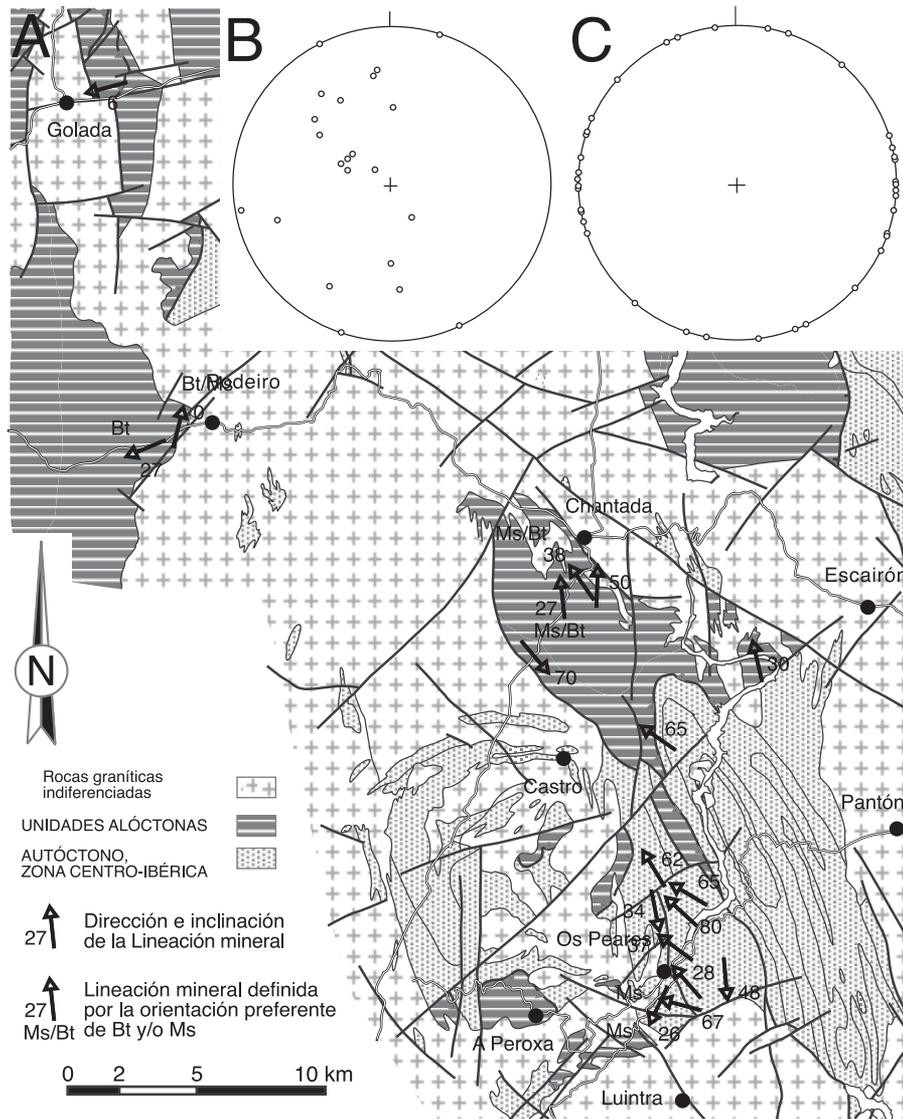


Figura 9. A) Disposición de las lineaciones de estiramiento y/o de crecimiento mineral en algunos sectores dentro de la región estudiada, con indicación, en su caso, de los principales minerales que la definen (Bt, biotita; Ms, moscovita); B) Proyección estereográfica (hemisferio inferior) del conjunto de las lineaciones de estiramiento que se muestran en A. C) Disposición de las lineaciones después del abatimiento a la horizontal de las superficies de foliación que las contienen en torno a un eje NNO-SSE.

durante todas las fases de deformación desde D1 a D3 (Barrera Morate et al., 1988). En estas condiciones, es posible que en etapas posteriores a la formación de L1 exista una cristalización mimética de minerales y/o un crecimiento orientado en la misma o parecida dirección. Este hecho puede dificultar la interpretación de las lineaciones de estiramiento, al menos sobre la base de las observaciones realizadas directamente en el campo.

La Figura 9 muestra la disposición de la lineación mineral en varias localidades y la proyección estereográfica de todas las medidas. Aunque aparente-

mente existe una cierta dispersión, se observa que la mayor parte de ellas quedan proyectadas en el cuadrante noroccidental, aunque con inclinaciones variables (Fig. 9B). La restauración de la foliación S1 a la posición precisa que ocupaba en el momento de su formación requiere la realización de un análisis estructural mucho más detallado del realizado en este trabajo. A modo de aproximación y considerando que a escala regional y tal como se aprecia en los cortes realizados (Fig. 4): i) los pliegues D1 y D3 son homoxiales y su dirección es aproximadamente NNO-SSE; ii) los pliegues D1

poseen planos axiales y ejes subhorizontales; y iii) los pliegues D3 poseen ejes también subhorizontales (Fig. 8), puede realizarse un abatimiento de los planos de foliación hasta la horizontal en torno a una línea horizontal de dirección NNO-SSE. En estas condiciones la mayor parte de las lineaciones rotan hasta disponerse según una dirección dominante E-O, aunque algunos se sitúan próximos a una dirección N-S. (Fig. 9C).

Esta orientación E-O es semejante a la descrita por Matte (1969) para la lineación de estiramiento relacionada con el clivaje de plano axial de los grandes pliegues acostados de Mondoñedo y el Caurel. Además, coincide con con la dirección de transporte tectónico regional de los cabalgamientos D2 (Pérez-Estaún et al., 1991; Martínez Catalán et al., 1996; Burg et al., 1987; Marcos y Farias, 1999).

Fallas con componente en dirección de trazado NNO-SSE y zonas de cizalla asociadas: las fallas de Currelos y de Laza.

La falla de Currelos limita por el este la LPA que se conserva en el informe de Vilaesteba (Figs. 1, 2 y 8) y se extiende hacia el sur constituyendo el límite oriental de la granodiorita hasta la cuenca terciaria de Monforte de Lemos. Se trata de una falla inclinada hacia el oeste cuyo movimiento principal es el propio de una falla directa, con hundimiento del bloque occidental (ver corte i en la Fig. 4). La falla de Currelos constituye la prolongación hacia el sur de la Falla de Valdoviño (Iglesias Ponce de León y Choukroune, 1980; González Lodeiro et al., 1983), una gran falla con desplazamiento en dirección sinistral que se extiende a lo largo de más de 100 km, desde la costa cantábrica. Courrioux (1984; ver también Courrioux et al., 1986), describe en las granodioritas y granitos de dos micas afectados por esta falla (el alineamiento de Puente deume, situado al norte de la región estudiada), la orientación preferente de minerales (esencialmente feldespatos), adquirida cuando el magma no estaba completamente cristalizado, que prueban que la falla ya era activa durante el emplazamiento de estas rocas. También describe una foliación planolinar, desarrollada en el contacto con la falla. Las últimas estructuras en formarse son

bandas de cizalla de tipo C y C', que definen claramente un movimiento sinistral para el conjunto de la falla y que permiten a este autor estimar un desplazamiento mínimo del orden de los 20 km.

La falla de Laza (Iglesias Ponce de León y Choukroune, 1980; Barrera Morate et al., 1988; Farias, 1990) se sitúa al oeste de la de Currelos y se extiende desde el extremo meridional de la zona estudiada hasta los alrededores de Chantada (Fig. 1 y 8). Se trata de una falla con desplazamiento en dirección dextral, a la que se asocia en las rocas graníticas una zona de cizalla dúctil, con desarrollo de foliación y estructuras de tipo C y C'. Desde Chantada hacia el norte su trazado es difícil de establecer debido principalmente a la ausencia de microestructuras asociadas.

Los sistemas de fallas tardíos

Las últimas estructuras que se reconocen en el área estudiada son fallas frágiles que dibujan en la cartografía una densa red y que pueden agruparse en varios sistemas. Uno de ellos se corresponde con fallas de orientación NO-SE, alguna de las cuales modifica considerablemente el trazado de las estructuras previas. La disposición de las rocas en los bloques de estas fallas sugieren un levantamiento del bloque septentrional, con una componente en dirección dextrógiro (por ejemplo, la gran falla situada inmediatamente al norte de Chantada). Un segundo sistema de fallas muestra una dirección media NE-SO, variando de norte a sur en la región estudiada desde una dirección ENE-OSO (e.g., la falla de Golada-Monterroso), a direcciones NE-SO (e.g., la falla que pasa por el Cabo do Mondo, el gran meandro que dibuja el río Miño al sur de Escarón) y, por último, a una dirección NNE-SSO (fallas situadas en el extremo sur del mapa) (Fig. 1). Estas fallas son muy numerosas y alteran en menor medida el trazado de las unidades litológicas, por lo que su cinemática es difícil de establecer. De entre ellas, la de Taboada (ver Fig. 1) controla la disposición de depósitos terciarios, lo que permite deducir un levantamiento de su bloque noroccidental. Debe hacerse notar que el registro reciente de sismos en sus inmediaciones sugiere que se trata de una falla aún activa (López-Fernández et al., 2002). La orientación de estos sistemas de fracturación, coincide con la de otras fallas

reconocidas en Galicia y consideradas de edad alpina (Cabrera et al., 1996).

Existen otras fallas con trazados en diferentes direcciones que resultan más difíciles de sistematizar, aún cuando alcancen cierta importancia (tal como la falla normal de trazado N-S situada en el extremo noroccidental del área estudiada).

Conclusiones

En el apilamiento tectónico de mantos de la zona de sutura de la cadena Varisca en el noroeste de la península, la Lámina Para-autóctona (LPA) constituye la unidad tectónica con una posición estructural más baja. La LPA equivale al Dominio Esquistoso de Galicia-Tras-Os-Montes (DEGTM) y separa los complejos alóctonos, en su sentido más estricto, de las rocas del Autóctono de la Zona Centro-Ibérica (ZCI). Esta unidad presenta ciertos rasgos característicos que la diferencian de las unidades supra- e infra-yacentes, algunos de los cuales se observan claramente en el área de Chantada.

Por delante de su frente principal, la LPA se encuentra conservada como 'klippen' en varias estructuras sinformales, en ocasiones limitadas también por fallas (sinformes de Vilaesteba, Chantada y A Peroxa). Desde el punto de vista estratigráfico está constituida exclusivamente por los Grupos Nogueira y Paraño. Las rocas volcánicas y sedimentarias que en trabajos previos se consideraban formando parte de esta lámina (Grupo Santabaia), pertenecen en realidad al autóctono y son asimilables a la sucesión ordovícica del Antiforme del Olló de Sapo. De este modo, las características litológicas de la LPA son semejantes a las descritas más al norte, en el entorno de Cabo Ortegal y al sur, en el informe de Verín (en la parte situada al este de la falla de Laza).

Las unidades litoestratigráficas que constituyen la LPA (los grupos Nogueira y Paraño), no tienen un equivalente en las rocas del autóctono de la ZCI, situadas por debajo, por lo que inicialmente tanto el carácter alóctono como, en su caso, la importancia del mismo ha sido muy cuestionada. Así, la

edad de estos grupos han sido considerada como silúrica por algunos autores, lo que reduciría el movimiento de la LPA a un simple despegue. Sin embargo, la filonitización de la foliación regional en el entorno del cabalgamiento basal, y la truncación por este cabalgamiento de pliegues previos en el autóctono apuntan hacia la existencia de un transporte tectónico de cierta magnitud.

En lo referente a la estratigrafía del autóctono, cabe destacar que en la región estudiada se observa claramente que la Formación Olló de Sapo se encuentra interstratificada en la secuencia del Ordovícico inferior, equivalente a la Serie de los Cabos. Los afloramientos de esta Formación se extienden por tanto hacia el oeste del Antiforme del Olló de Sapo.

Por último, en relación con las fallas tardi-variscas, cabe destacar que la falla de Valdoviño se prosigue hacia el sur por la falla de Currelos hasta alcanzar, al menos, la cuenca terciaria de Monforte de Lemos. Sin embargo, en el sector estudiado las microestructuras relacionadas con un desplazamiento en dirección son prácticamente inexistentes y las observadas coinciden con los datos cartográficos e indican un movimiento principal de falla normal, con hundimiento del bloque occidental. Además, se ha proseguido el trazado de la falla de Laza desde el embalse de San Esteban (donde fue descrita por Iglesias Ponce de León y Choukroune en 1980) hacia el norte. Hasta la altura de Chantada muestra estructuras menores asociadas que permiten su reconocimiento, pero a partir de esta localidad su trazado es bastante impreciso.

Agradecimientos

En este trabajo se ha utilizado como herramienta de base la cartografía geológica a escala 1:50.000 del Instituto Geológico y Minero de España (plan MAGNA). La existencia de esta cartografía previa ha permitido centrar mejor los objetivos del trabajo y planificar la revisión de afloramientos sin necesidad de realizar una cartografía general. Por ello, los autores hacen una manifestación expresa de reconocimiento de los trabajos cartográficos realizados por J. Abril, J., F. Aldaya, A. Arribas, J. Divar Rodríguez, R. Fernández Rodríguez-Arango, F. González Lodeiro, M. Iglesias Ponce de León, J. R. Martínez Catalán y A. Naval Balbín. Las campañas de campo han sido financiadas por la DGICYT a través de los Proyectos de Investigación DGE-95/PB-1052 y DGE-98/PB-1545. Los autores agradecen así mismo al Dr. P. Fariás, del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo, las constructivas discusiones sobre el terreno y la revisión del manuscrito final. Las muestras de la serie CH citadas en el texto, junto con sus correspondientes láminas delgadas, se encuentran depositadas en el Museo de Geología de la Universidad de Oviedo.

Referencias

- Abril, J., Iglesias, M., Arribas, A. y Al day a, F. (1972): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 154 (6-9), Lalín (Memoria explicativa por González Lodeiro, F., Iglesias Ponce de León, M. y Martínez Catalán, J. R., 1 vol. 32 p., 1974). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Abril, J., Iglesias, M., Arribas, A. y Al day a, F. (1973): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 188 (7-10), Nogueira de Ramuín (Memoria explicativa por González Lodeiro, F., Iglesias Ponce de León, M. y Martínez Catalán, J. R., 1 vol. 37 p., 1974). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Arias, D., Farias, F. y Marcos, A. (2002): Estratigrafía y estructura del Antiforme del Olla de Sapo en el área de Viana do Bolo - A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España): nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación porfiróide Olla de Sapo. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 22 (in litt.).
- Barrera Morate, J. L., Farias Arquer, P., González Lodeiro, F., Marquín García, J. L., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., del Olmo Sanz, A. y de Pablo Maciá, J. G. (1988): Mapa Geológico de España 1:200.000, Hoja n.º 17/27 (2-3/2-4), Ourense/Verín (Memoria explicativa por los mismos autores, 1-284, 1989). *Instituto Tecnológico Geominero de España*, Madrid.
- Burg, J-P., Bale, P., Brun, J-P. y Girardeau, J. (1987): Stretching lineation and transport direction in the Ibero-Armorican arc during the siluro-devonian collision. *Geodinámica Acta*, 1:71-87.
- Cabrera, L., Ferrús, B., Sáez, A., Santanach, P. F. y Bacelar, J. (1996): Onshore Cenozoic strike-slip basins in NW Spain. In: P. F. Friend and C. Dabrio (Eds.): *Tertiary basins of Spain, the stratigraphic record of crustal kinematics*, 247-254. Cambridge University Press, Cambridge.
- Courrioux, G. (1984): *Etude d'une evolution magmatique et structurale dans le contexte d'une zone de cisaillement ductile active: Exemple du linéament granitique hercynien de Puentedeume (Galice, Espagne)*. These Univ. Nancy I, 1-217.
- Courrioux, G., Gagny, C. y Gouanvic, Y. (1986): Analyse de structures cisailantes dans des granites syntectoniques de Galice (NW Espagne). *Boletín Geológico y Minero*, 96/97: 737-756.
- Díaz García, F. (1993): Análisis comparativo de la foliación regional y estructuras asociadas en el Dominio de Santiago y su autóctono relativo (Galicia, NW de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6:105-114.
- Divar Rodríguez, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1978): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 122 (6-8), Golada (Memoria explicativa por Divar Rodríguez, J., 1 vol. 63 p., 1982). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Farias, P. (1987): La estructura herciniana del sector oriental del Sinclinal de Verín. Los cabalgamientos de Verín y Pradocabalos. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11: 295-303.
- Farias, P. (1990): La geología de la Región del Sinforme de Verín (Cordillera Herciniana, NW de España). *Nova Terra, Edicions do Castro, La Coruña*, 2:1-201.
- Farias, P. (1992): El Paleozoico Inferior de la Zona de Galicia-Tras os Montes (Cordillera Herciniana, NW de España). En: J. G. Gutiérrez Marco y I. Rábano (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 495-504.
- Farias, P., Gallastegui, G., González Lodeiro, F., Marquín, J., Martín Parra, L. M., Martínez Catalán, J. R., de Pablo Maciá, J. G. y Rodríguez Fernández, L. R. (1987): Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central. *Mem. Mus. Labor. Miner. Geol., Fac. Ciencias do Porto*, 1:411-431.
- Gebauer, D., Martínez García, E. y Hepburn, J. C. (1993): Geodynamic significance, age and origin of the Olla de Sapo augengneiss (NW Iberian Massif, Spain). *Annual Meeting Geological Society of America, Boston, Abstracts with Programs*, A-342.
- González, J., Martínez, J. R., Arribas, A. y Al day a, A. (1973): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 155 (7-9), Chantada (Memoria explicativa por González, J., Martínez, J. R. e Iglesias, M., 1 vol. 34 p., 1974). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- González Lodeiro, F., Iglesias, M., Arribas, A. y Al day a, F. (1972): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 187 (6-10), Orense (Memoria explicativa por F. González Lodeiro, M. Iglesias y J. R. Martínez Catalán, 1-22, 1974). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- González Lodeiro, F., Hernández Urroz, J., Klein, E., Martínez Catalán, J. R. y De Pablo Maciá, J. G. (1983): Mapa Geológico de España 1:200.000, Hoja n.º 8 (2-2), Lugo (Memoria explicativa por los mismos autores, 1-122, 1982). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Iglesias Ponce de León, M. y Choukroune, P. (1980): Shear zones in the Iberian Arc. *Journal of Structural Geology*, 2: 63-68.
- Iglesias, M., Ribeiro, M. L. y Ribeiro, A. (1983): La interpretación aloctonista de la estructura del NW Peninsular. In: Libro Jubilar J. M. Ríos, *Geología de España*, 1: 456-467. *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. y Conde, L. A. (1972): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares a escala 1:1.000.000. Memoria explicativa 113 p. (1974), *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Kretz, R. (1986): Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- López-Fernández, C., Pulgar, J. A., Gallart, J., González-Cortina, J. M., Díaz, J. y Ruiz, M. (2002): Actividad sísmica reciente en el noroeste de la Península Ibérica. 3.ª *Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica. Resúmenes de las Comunicaciones*, 107.
- Marcos, A. (1972): 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.
- Marcos, A. y Farias, P. (1999): La estructura de las láminas inferiores del Complejo de Cabo Ortegal (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo*, 21: 202-218.
- Marcos, A. y Llana Fúnez, S. (2000): The lower boundary of the Para-autochthonous thrust sheet in the Chantada area (Galicia, NW Spain). *Basement Tectonics* 15.
- Marquín, J. L. 1981. Estudio geológico del área esquistosa de Galicia Central (Zona de Lalín-Forcarei-Beariz). *Cuadernos del Laboratorio Geológico de Laxe*, 2(1): 135-154.
- Marquín, J. L. 1984. La Geología del Área Esquistosa de Galicia Central (Cordillera Herciniana, NW de España). *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 100:1-231.
- Martínez, F. J., Corretgé, L. G. y Suárez, O. (1990): Central Iberian Zone: Distribution, Characteristics and Evolution of Metamorphism. In: R. D. Dallmiller and E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 207-211. Springer-Verlag Berlin.
- Martínez Catalán, J. R., Fernández Rodríguez-Arango, R. y Naval Balbín, A. (1978): Mapa Geológico de España e. 1:50.000, Hoja n.º 123 (7-8), Puertomarín (Memoria explicativa por Fernández Rodríguez-Arango, R. y Naval Balbín, A., 1-35, 1982). *Instituto Geológico y Minero de España*, Madrid.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati, J. and Marquín, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: The basal units of the Ordenes Complex, Galicia, NW Spain. *Tectonics*, 15:106-201.
- Martínez García E. y Corretgé, L. G. (1970): Nota sobre la serie metamórfica de Porto-Villaveja. *Studia Geológica Salmanticensis*, 1:47-58.
- Matte, Ph. (1968): La estructura de la virgation hercynienne de Galice (Espagne). *Geologie Alpine*, 44:157-280.
- Oen, I. S. (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Portugal. *Boletín Geológico y Minero*, 81:271-298.
- Oen, I. S. (1974): A note on lower pressure and higher pressure metamorphism belts in North Portugal. *Geol. Mijnbouw*, 53:193-194.
- Parga Pondal, I., Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964): Introduction a la géologie de l'Olla de Sapo, formation porphyroide antesilurienne du nord-ouest de l'Espagne. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España*, 76:119-154.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J. R. y Bastida, F. (1991) Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Variscan belt of northwest Spain. *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- Pinto, M. S. (1983): Carboniferous granitoids of Portugal: some geochemical and geochronological aspects. Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula. *An. Fac. Cienc. Portugal, Suppl.* 64:15-33.
- Priem, H. N. A. y Tex, E. den (1984): Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Paleozoic granitoids: a review. *Phys. Earth Planetary Interiors*, 35:121-130.

Ribeiro, A. (1974): Contribution à l'étude tectonique du Trás-os-Montes Oriental. *Memórias Serviços Geológicos de Portugal*, 24:1-168.

Ribeiro, A., Pereira, E. y Dias, R. 1990. Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula (within the Allochthonous Sequences in the Central-Iberian Zone). In: R. D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, 220-236. Springer Verlag, Berlin.

Riemer, W. (1963): Entwicklung des Palaozoikums in der Sudlichen Provinz Lugo (Spanien). *Neues Jarbuch Geologie Palaontologie*, 117:273-285.

Riemer, W. (1966): Datos para el conocimiento de la estratigrafía de Galicia. *Notas y Comunicaciones del Instituto Geológico y Minero de España, Madrid*, 81:7-20.

Valverde Vaquero, P. and Dunning, G. R. (2000): New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal Geological Society*, 157:15-26.