

# La evolución tectónica de la ofiolita del Careón (Orógeno Varisco, NW España)

Florentino Díaz García<sup>1</sup>, Ricardo Arenas<sup>2</sup>, José R. Martínez Catalán<sup>3</sup>,  
José González del Tánago<sup>2</sup> y Greg R. Dunning<sup>4</sup>

<sup>1</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, 33005 Oviedo. e-mail: floro @ asturias.geol.uniovi.es*

<sup>2</sup> *Departamento de Petrología y Geoquímica, Universidad Complutense, 28040 Madrid.*

<sup>3</sup> *Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.*

<sup>4</sup> *Department of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's, Canada A1B 3X5*

Recibido el 30 de Octubre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 30 de Diciembre de 1998.

---

**Resumen:** El estudio de la ofiolita del Careón aporta datos sobre la naturaleza de un océano Paleozoico y sobre los primeros estadios de la formación de la cordillera Varisca. La ofiolita, de edad Devónico Inferior, se compone de una parte mantélica de composición harzburgítica y dunítica serpentinizadas, y de una parte cortical constituida por gabros de grano grueso y pegmatoides. Ambas fueron intruídas por numerosos diques de diabasa. Los procesos de convergencia se iniciaron poco tiempo después de la formación de la corteza oceánica y aparecen registrados en un abanico de cabalgamientos imbricados y enraizados en el manto. La exhumación de la ofiolita se produjo mediante el desarrollo de despegues extensionales en la parte superior del complejo de acreción, que son simultáneos con cabalgamientos desarrollados en la parte inferior, y que afectaron al margen continental de Gondwana.

**Palabras Clave:** Cordillera Varisca, ofiolita, sutura, subducción.

**Abstract:** The study of the Careón ophiolite has supplied with data concerning the characteristics of a Paleozoic oceanic lithosphere and the earliest subduction-related variscan events. The ophiolite, of Lower Devonian age, consists of a serpentinitized harzburgite and dunite lower section and of a crustal section made up of coarse-grained gabbros. Both sections were intruded by a large number of dikes. Convergence processes took place shortly afterward oceanic crust generation, giving rise to a mantle-rooted synthetic thrust system. The exhumation of the ophiolite occurred by continuous development of extensional detachments in the upper part of the accretionary wedge coeval with underthrusting of the continental margin of Gondwana.

**Key words:** Variscan Belt, ophiolite, suture, subduction.

---

El estudio de las ofiolitas, posibles restos de litosferas oceánicas (Hess, 1964), interesa a una gran variedad de geólogos. Esto se debe a que plantean aspectos tectónicos sorprendentes tales como los procesos por los cuales una corteza oceánica densa puede emplazarse desde las profundidades oceánicas, sobre materiales continentales menos densos y topográficamente más elevados. Por otra parte, el

análisis de ofiolitas aporta información sobre aspectos geodinámicos de primer orden en la geología de las cordilleras, tales como la edad de formación y cierre de los océanos que ocupaban posiciones intermedias entre las placas continentales colisionantes.

En este trabajo se describe la unidad ofiolítica del Careón que aflora en la Sierra del Careón, en el

centro de Galicia (NW de la Península Ibérica) y que ha sido interpretada como una sutura de la cordillera Varisca (Martínez Catalán et al., 1996; 1997). Esta unidad está afectada por cabalgamientos, despegues extensionales y dos sistemas de pliegues. La cartografía geológica detallada, combinada con el análisis estructural y metamórfico y con los datos isotópicos, permite caracterizar su evolución tectónica, que representa los primeros estadios de una convergencia litosférica que culminó en la formación del orógeno Varisco.

### Situación geológica

La convergencia entre Laurentia, Gondwana y los terrenos que ocupaban una posición intermedia durante el Devónico y Carbonífero, produjo la subducción del océano Réico y de la parte más externa de Gondwana, y erigió la cordillera Varisca (Martínez Catalán et al. 1997 y 1998). En el NW de la Península Ibérica, la cordillera Varisca puede dividirse en dos dominios que presentan importantes diferencias litológicas y tectonometamórficas (Fig. 1). El dominio inferior, paraautóctono, está formado por varias zonas que en conjunto representan un margen continental estable, con subsidencia variable, durante el Paleozoico Inferior. Este dominio fue deformado durante el Devónico y el Carbonífero, desarrollando una tectónica de cabalgamientos superficiales en la parte más externa (Julivert, 1971; Pérez-Estaún et al., 1988), mientras que en las partes internas se han descrito grandes pliegues tumbados, zonas de cizalla dúctiles y mantos que afectan al basamento cristalino (Marcos, 1973; Martínez Catalán, 1990; Pérez Estaún et al., 1991; Díaz García, 1997). El dominio superior aparece expuesto en grandes estructuras sinformales, también llamados complejos alóctonos, que están compuestos por unidades de diverso origen y con evoluciones tectonometamórficas muy diferentes. De acuerdo con los anteriores criterios, estas unidades han sido agrupadas en tres conjuntos mayores: basal, ofiolítico y superior. Sus principales características han sido resumidas en la Figura 2.

Las unidades ofiolíticas aparecen en forma discontinua en los complejos, ocupando una posición estructural intermedia entre la unidad basal y la superior. La unidad de Moeche (Fig. 1), en el Complejo

de Cabo Ortegal, está tectónicamente desmembrada e imbricada (Arenas et al., 1986; Marcos y Farias, 1997). Arenas (1988) ha reconocido en ella diferentes partes de una secuencia ofiolítica incompleta, con afinidades geoquímicas de toleitas olivínicas. La unidad de Vila de Cruces aflora en el sector SE del Complejo de Ordenes (Fig. 1), y está constituida por metabasitas, metapelitas y pequeños cuerpos de rocas ultramáficas serpentizadas. El conjunto sufrió una intensa milonitización que ha sido datada en 376 Ma (Dallmeyer et al., 1997).

Sobre estas unidades ofiolíticas de bajo grado metamórfico aparece un conjunto superior de unidades ofiolíticas, denominadas de Bazar y Careón en el Complejo de Ordenes y de Purrido en el Complejo de Cabo Ortegal (Fig. 1). Generalmente estas unidades están menos deformadas que las anteriores y están compuestas de gabros, metagabros, anfibolitas y rocas ultramáficas y en ellas no han sido identificadas rocas volcánicas o metasedimentarias. La unidad de Purrido (S de Cabo Ortegal) está compuesta por anfibolitas de grano medio (Vogel, 1967), que localmente preservan texturas blasto-granulares indicadoras de un origen gabróico, y con afinidades E-MORB (Arenas, 1988). Esta unidad sufrió metamorfismo en facies de las anfibolitas hace 385 Ma (Peucat et al., 1990). En la unidad de Bazar (W del complejo de Ordenes) la litología más característica se corresponde con anfibolitas masivas de textura porfiroclástica, que preservan cuerpos de metagabros en facies de las granulitas. También se han diferenciado una lámina de rocas ultramáficas de 500 m de espesor y una lámina de rocas gabróicas de grano grueso y de aspecto bandedado, intruída por cuerpos irregulares de gabros pegmatoides (Díaz García, 1988). El conjunto puede representar la parte inferior de una secuencia ofiolítica de carácter toleítico, con espectros planos de tierras raras normalizadas a condrito, y que muestran similitudes geoquímicas con basaltos de arco volcánico, tales como anomalías positivas en elementos ligeros y una anomalía negativa muy marcada de Nb (Díaz García, 1990).

### La unidad ofiolítica del Careón

Aflora en el SE del complejo de Ordenes y se encuentra tectónicamente intercalada entre la unidad

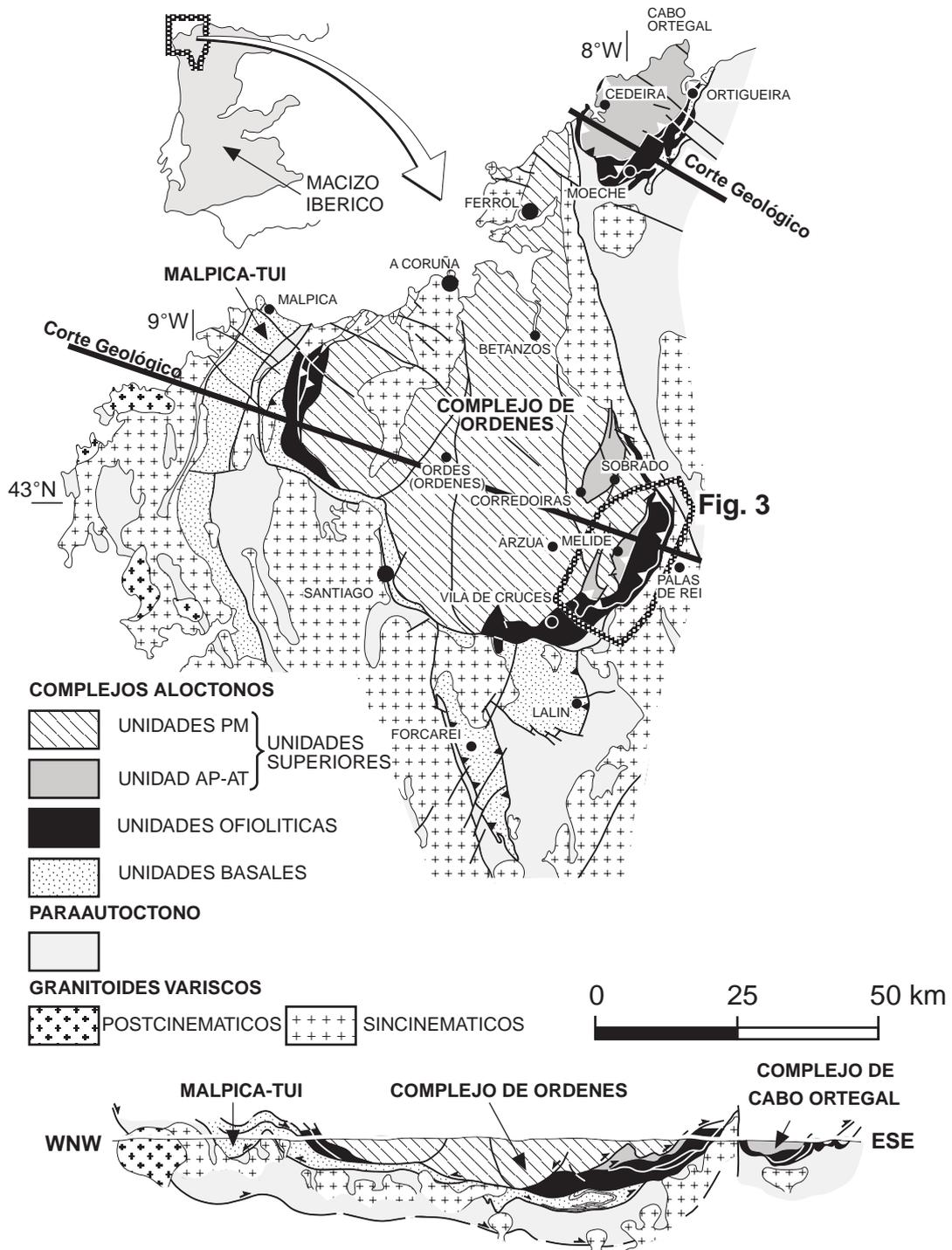


Fig. 1. Esquema y corte geológico de los complejos alóctonos y sus principales unidades.

**Fig. 2.** Cuadro resumen con las principales características de las unidades de los complejos y del parautóctono subyacente.

de Villa de Cruces, situada por debajo, y la unidad de alta presión y alta temperatura de Sobrado-Melide (Fig. 3). La unidad del Careón está formada por tres láminas tectónicamente imbricadas (Figs. 3 y 4) cuyas principales características litológicas se han representado esquemáticamente en la Figura 5. La lámina más completa es la intermedia, denominada del Careón, que muestra una secuencia ofiolítica formada por 500 m de rocas ultramáficas y 600 m de rocas gabróicas. En esta lámina, la transición entre las rocas mantélicas y corticales (paleo-Moho) es rápida, y tiene lugar según una superficie que se inclina unos 45° al W, y en la que no se aprecia deformación importante.

En las rocas ultramáficas que no están excesivamente serpentizadas, se puede apreciar una composición harzburgítica (olivino, ortopiroxeno, anfíbol incoloro, clorita, magnetita, talco y titanita), en los que el anfíbol y clorita son productos retrógrados de ortopiroxeno. Ocasionalmente estas rocas alternan con bandas centimétricas de composición dunítica o términos transicionales harzburgita-dunita, y presentan texturas porfiroclásticas y equigranulares de grano grueso.

La sección cortical está compuesta de un complejo entramado formado por numerosas intrusiones de rocas gabroicas, wehrlitas, términos transicionales y diques de diabasa y pegmatoides. Esta estructura compleja podría ser más bien el resultado de varios eventos magmáticos esporádicos y sobreimpuestos, que el de la cristalización fraccionada en una gran cámara magmática.

Las rocas gabróicas no deformadas mantienen sus texturas ígneas preservadas y están compuestas de plagioclasa, anfíbol, clinopiroxeno e ilmenita. Sin embargo, los gabros presentan frecuentemente una asociación mineral formada por anfíbol incoloro, epidota, plagioclasa, ilmenita y titanita. Esto se debe a que la mineralogía original ha sido completamente reemplazada mediante el desarrollo de anfíboles secundarios de hábito fibroso, seudomorfos de piroxeno, y por el remplazamiento de plagioclasa por finos intercrecimientos de albita-epidota o epidota.

La transformación de rocas gabróicas en anfibolitas bien foliadas es total en la lámina inferior, denominada de Orosa, en la que se forman anfibolitas granatíferas, con texturas granonematoblásticas, discontinuas en la parte superior de la lámina,

y que hacia abajo pasan a metabasitas en facies de las anfibolitas epidóticas de grano fino y texturas nematoblásticas. En la lámina del Careón la transformación de gabros a anfibolitas tiene lugar en una franja próxima y situada bajo las rocas ultramáficas de la lámina cabalgante de Vilouriz (Fig. 3). Estas anfibolitas, frecuentemente granatíferas, dan paso con el aumento de profundidad a anfibolitas con texturas porfiroclásticas de menor grado metamórfico. Esta disposición de facies es similar a las descritas en suelas metamórficas situadas bajo láminas de rocas ultramáficas cabalgantes (Jamieson, 1986).

Metabasitas en facies de los esquistos verdes, bien foliadas y con texturas nematoblásticas están ampliamente distribuidas por la unidad ofiolítica del Careón y especialmente concentradas en los planos de cabalgamiento.

La ofiolita del Careón se caracteriza por la existencia de un gran número de diques de diferente naturaleza, en los que, si consideramos sus asociaciones minerales, debemos de concluir que se emplazaron durante un periodo de tiempo prolongado mientras la roca encajante sufría un proceso de enfriamiento. Así, son muy comunes los diques y segregaciones de gabros pegmatoides, alguno de los cuales exhiben bordes de enfriamiento con texturas microdiabásicas y una intensa alteración hidrotermal a facies de los esquistos verdes. Sin embargo, en las rocas ultramáficas, también son comunes los diques pegmatoides indeformados con asociaciones de anfíbol marrón. Algunos de estos diques, cuando están deformados, se han transformado en anfibolitas granatíferas que muestran microestructuras indicadoras de deformación plástica en los principales componentes minerales (anfíbol y plagioclasa).

También intruidos en las rocas ultramáficas, se han encontrado rocas metagraníticas de varios metros de espesor, constituidas por plagioclasa, cuarzo, biotita y cantidades variables de feldespato potásico y anfíbol. Estas rocas no preservan texturas ígneas, muestran una foliación bien desarrollada con texturas granoblásticas, y en ellas se puede observar la presencia de venas graníticas sincinemáticas. Su composición varía entre la de tonalitas leucocráticas y la granodiorítica. Teniendo en cuenta el ámbito en que se encuentran, podrían considerarse plagiogranitos oceánicos.

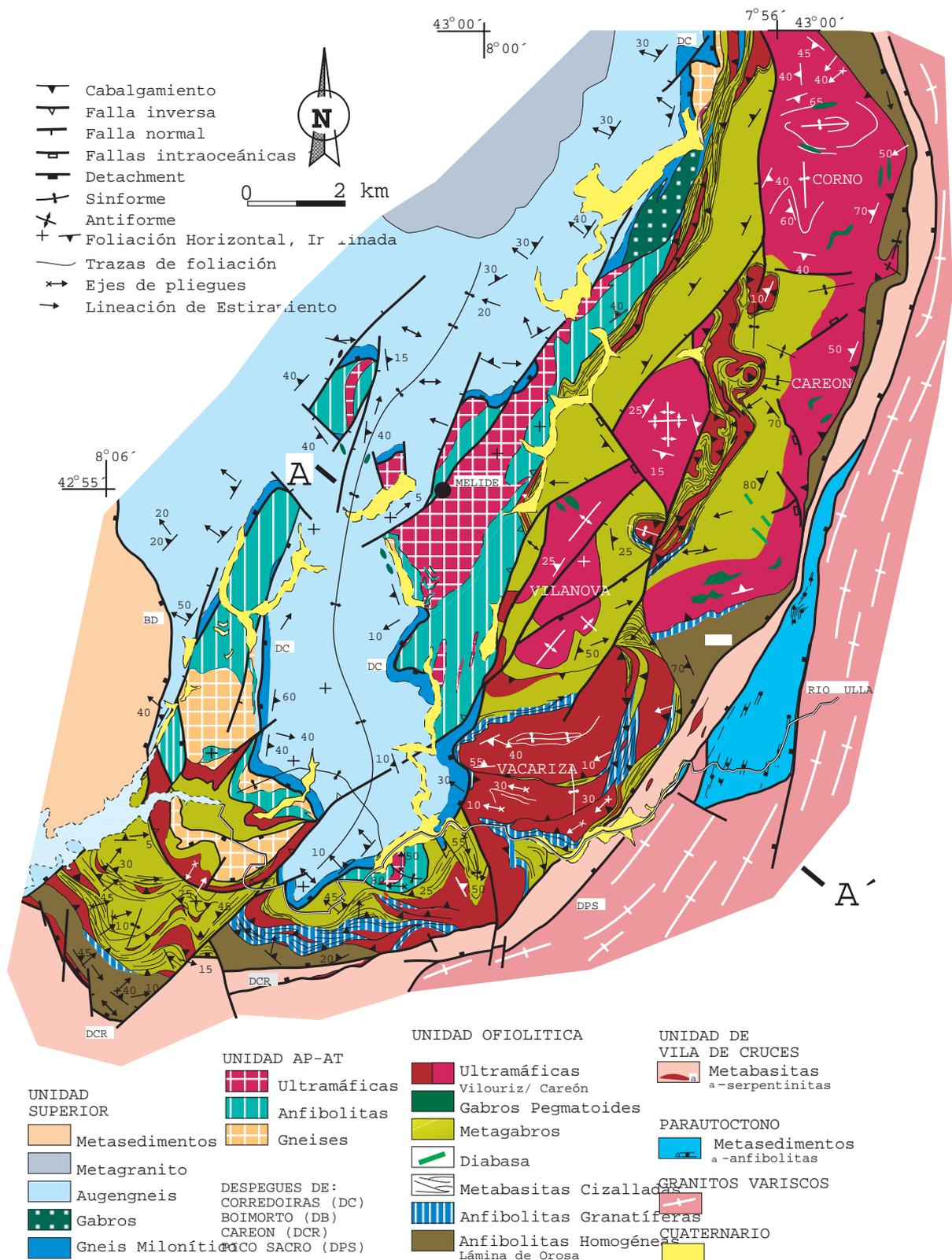


Fig. 3. Mapa geológico de la unidad ofiolítica del Careón.

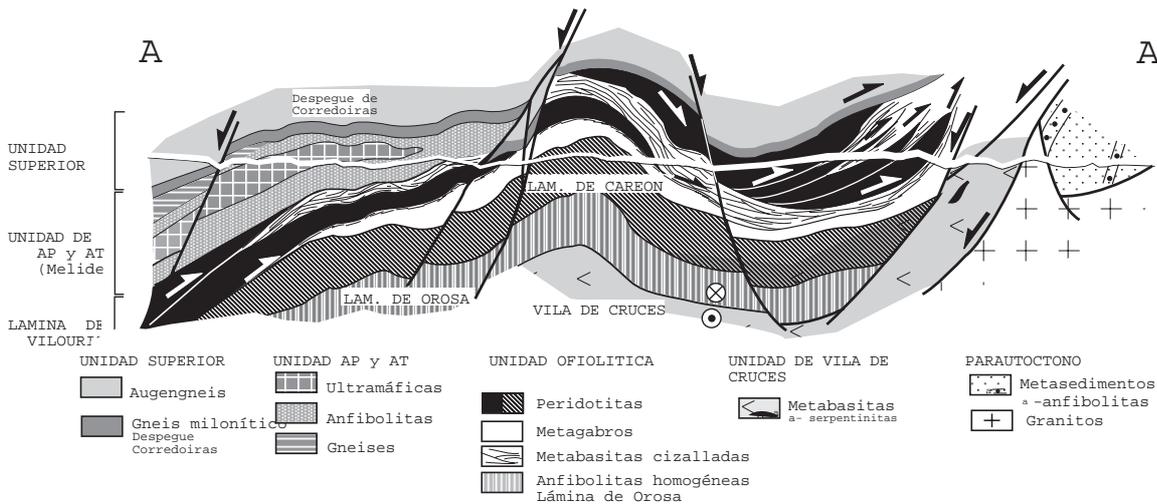


Fig. 4. Corte geológico de la unidad ofiolítica del Careón. Localización en la Figura 3.

Cuerpos irregulares de leucogabros, de varios metros de espesor y compuestos por plagioclasa sódica, epidota, actinolita, ilmenita, titanita y agregados de cuarzo, fueron seleccionados para el análisis geocronológico por el método U-Pb, y proporcionaron una edad de  $395 \pm 2$  Ma (Dunning et al., 1997). Esta edad se considera como magmática y representa una evidencia de que la generación de corteza oceánica próxima al margen N ó NW de Gondwana tuvo lugar durante el Devónico Inferior.

### Estructura de la unidad ofiolítica

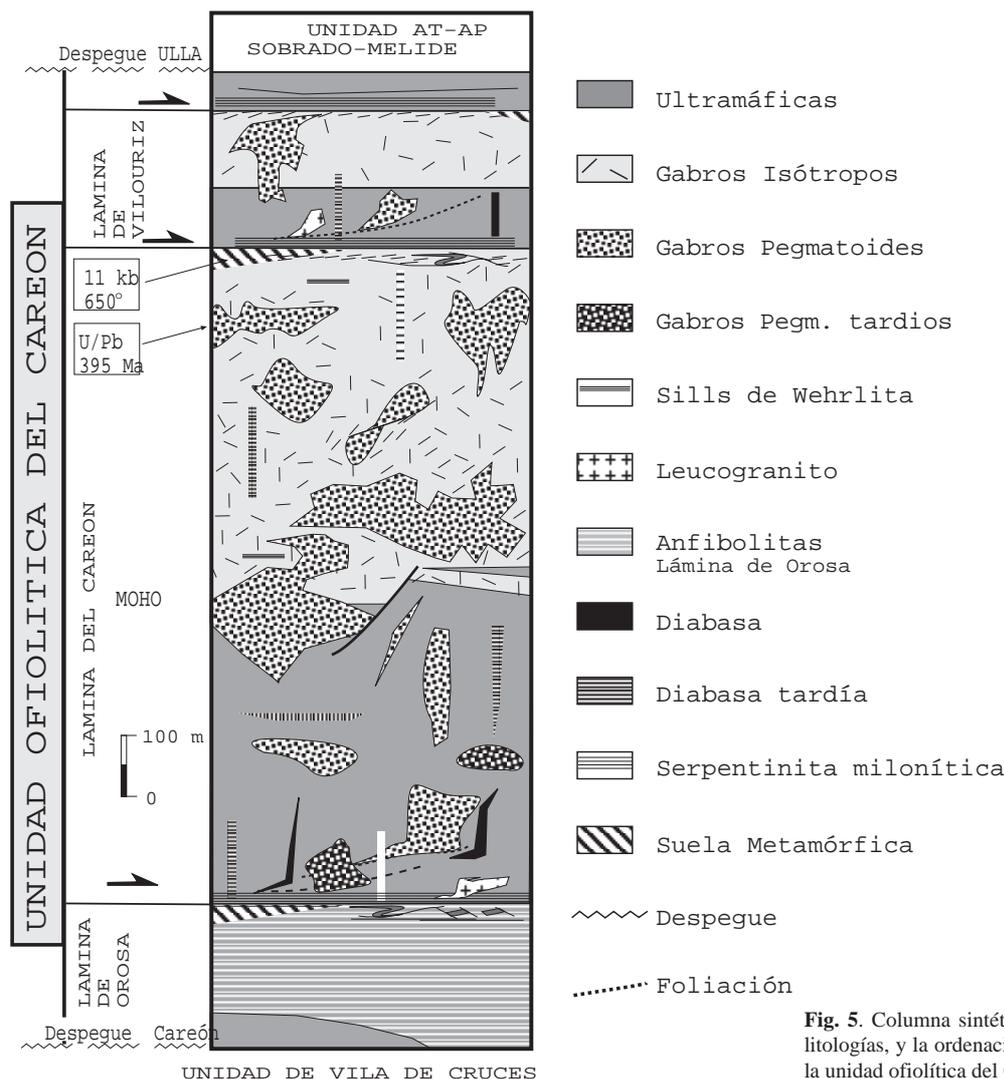
Las primeras estructuras mayores reconocidas en la unidad ofiolítica del Careón repiten la secuencia original, superponiendo rocas ultramáficas sobre las rocas gabróicas, y se consideran cabalgamientos. La imbricación está afectada por despegues extensionales situados en los límites superior e inferior de la unidad (Díaz García et al., en prensa, a). El desarrollo posterior de dos sistemas de pliegues casi perpendiculares, que producen figuras de interferencia del tipo I (Ramsay, 1967) en forma de domos (Picón y Vilanova) y cubetas (Corno y Vilouriz), y del tipo II en Vacariza, configuran las principales figuras cartográficas de los macizos de rocas ultramáficas (Fig. 3).

El cabalgamiento del Careón superpone una lámina de espesor kilométrico sobre la lámina de Orosa mediante un contacto paralelo a la superfi-

cie del paleo-Moho. El Cabalgamiento de Vilouriz, encima, es el que presenta una mayor exposición y su geometría puede observarse a lo largo de 15 km paralelamente a la dirección de transporte tectónico. En el Norte, el cabalgamiento se dispone paralelamente a la lámina inferior del Careón, y en el sector central desciende mediante dos rampas subperpendiculares apoyándose sobre la lámina inferior de Orosa (Figs. 3 y 4). En el Sur, en el macizo de Vacariza (Fig. 3), la lámina de Vilouriz está compuesta por un abanico imbricado formado por varias láminas menores de rocas ultramáficas, mientras que hacia el SW presenta una geometría en forma de duplex con las láminas inclinadas hacia el N.

Relacionadas con los cabalgamientos existen zonas de cizalla en las que las rocas han sido intensamente foliadas, plegadas, imbricadas y afectadas por bandas de cizalla menores.

El desarrollo de la foliación puede observarse en la parte inferior de las láminas de rocas ultramáficas cabalgantes, y está marcada por la orientación dimensional de olivino y ortopiroxeno. El olivino presenta una secuencia microestructural desde texturas porfiroclásticas, con formación de granos nuevos pequeños en los bordes, a texturas completamente recrystalizadas, formadas por agregados alargados de granos nuevos. En las proximidades de las superficies de cabalgamiento se desarrollan serpentinitas miloníticas.



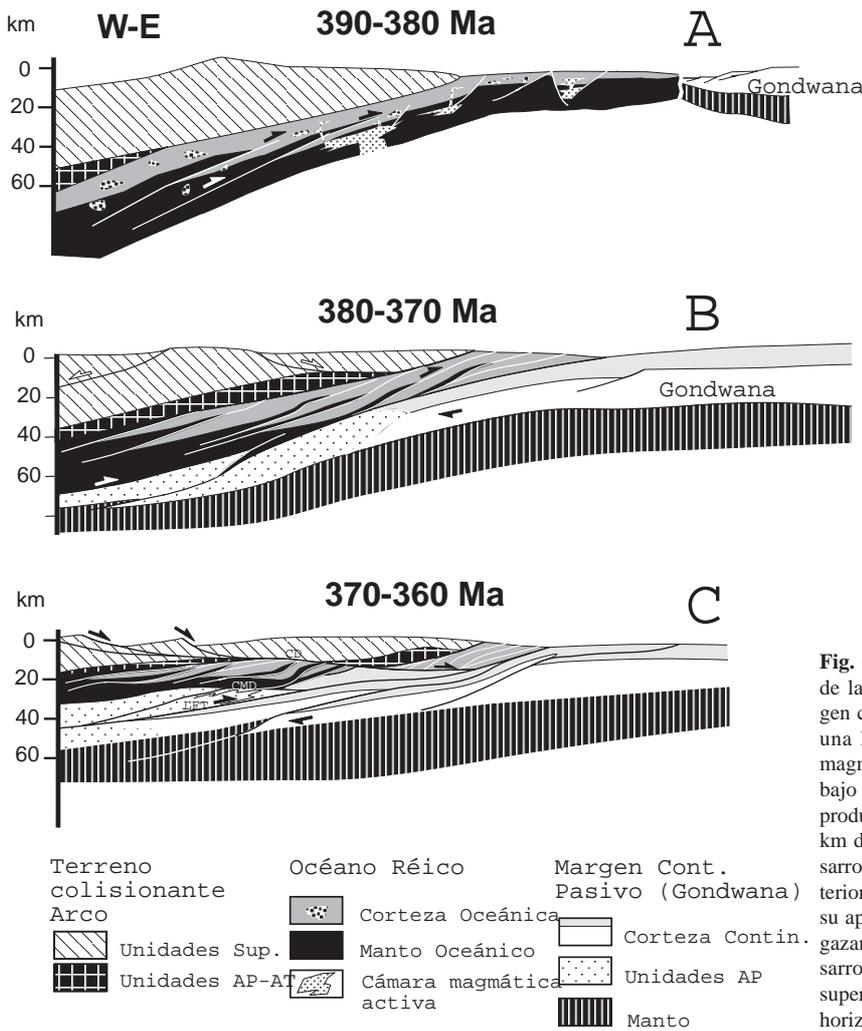
**Fig. 5.** Columna sintética mostrando las principales litologías, y la ordenación de las distintas láminas en la unidad ofiolítica del Careón.

Los pliegues son de pequeño tamaño, tienen asimetría dextra cuando se mira hacia el Norte, y una variación en la posición de sus ejes que es consecuencia del desarrollo de charnelas curvas. Sobre los planos de foliación se observa el desarrollo de una lineación mineral que, como consecuencia del plegamiento posterior, tiene una dispersión fuerte en toda la unidad a escalas de afloramiento y cartográfica. Sin embargo, en la parte N, donde el plegamiento ha sido menos intenso, la lineación muestra una orientación aproximada E-W. Este es el caso de la lineación marcada por la orientación de olivino en foliaciones desarrolladas en condiciones de alta temperatura, y también en las serpentinitas miloníticas de menor temperatura. Teniendo en cuenta la posición de la lineación de estiramiento y los crite-

rios cinemáticos observados en los pliegues menores, bandas de cizalla, y en las texturas porfirroclásticas, se puede inferir un desplazamiento de la parte superior hacia el E para las dos láminas cabalgantes.

### Evolución de la unidad ofiolítica

Esta unidad ofiolítica marca en la Península Ibérica la sutura Norte del orógeno Varisco, que ha sido correlacionada, siguiendo el arco Ibero-Armoricano, con la sutura del macizo central Francés (Martínez Catalán, 1990, Matte, 1991). La edad U-Pb de  $395 \pm 2$  Ma obtenida en la sección gabrónica indica que en las proximidades del margen N-NW de Gondwana se estaba generando corteza oceánica en el Devónico Inferior, dentro del ámbito del océano Réico.



**Fig. 6.** Modelo evolutivo para el emplazamiento de la unidad ofiolítica del Careón sobre el margen continental de Gondwana. La subducción de una litosfera oceánica marginal, con cámaras magmáticas pequeñas y esporádicamente activas, bajo la unidad superior (posiblemente un arco), produjo el apilamiento de láminas ofiolíticas a 35 km de profundidad (A), alguna de las cuales desarrolló suelas metamórficas. La subducción posterior del margen continental de Gondwana (B) y su apilamiento continuado (C), dio lugar al adelgazamiento de la cuña orogénica mediante el desarrollo de despegues extensionales en la parte superior de la cuña orogénica, lo que provocó la horizontalización de la zona de subducción.

En la unidad del Careón se pueden reconocer la parte basal de una secuencia ofiolítica, que está caracterizada por la presencia de una sección mantélica y de una sección cortical en la que dominan gabros de grano grueso, formando una compleja red de intrusiones y en la que no se han observado gabros bandeados. Es también característica de esta ofiolita la existencia de numerosos diques de diabasa intruyendo al conjunto. La estructura compleja que muestra la sección gabroica parece más bien el producto de varios eventos magmáticos superpuestos y esporádicos. Estas características mencionadas anteriormente son típicas de ofiolitas tipo LOT (Nicolás, 1989), las cuales se relacionan con una tasa de fusión parcial baja, y se considera que se han formado en dorsales lentas con cámaras

magmáticas episódicas y pequeñas (Varga y Moores, 1985).

La estructura interna de la unidad ofiolítica del Careón está formada por un abanico imbricado de cabalgamientos cuya superficie de despegue se sitúa 100 - 500 m por debajo del paleo-Moho. En el cabalgamiento de Vilouriz, se ha reconocido una geometría escalonada y ascendente en la dirección del transporte tectónico estimado (parte superior hacia el E), lo que nos permite considerar a este sistema de cabalgamientos como sintético con la polaridad de la subducción hacia el W, establecida para las unidades basales (Martínez Catalán et al., 1996).

El lapso de tiempo transcurrido entre la generación de la corteza oceánica y el metamorfismo en facies

de las anfibolitas (385-390 Ma; Peucat et al., 1990, Dallmeyer et al., 1991) de las suelas metamórficas generadas por debajo de los cabalgamientos, es corto. Además, la existencia de algunos diques que intruyen la sección mantélica, que no se equilibraron en condiciones de facies de las anfibolitas, y que presentan bordes de enfriamiento, nos lleva a la conclusión de que existió cierta actividad magmática residual simultánea y/o posterior al desarrollo de los primeros estadios de los cabalgamientos. Estas peculiaridades llevaron a algunos autores a diseñar un modelo de obducción de la corteza oceánica mediante la formación de cabalgamientos intraoceánicos en una zona próxima al centro de acreción (Boudier et al., 1988, Harker y Gnos, 1997). Sin embargo, en el caso de la ofiolita del Careón, las presiones de 11,5 kb alcanzadas durante el desarrollo de los cabalgamientos (Díaz García et al., en prensa), sugieren que los cabalgamientos se formaron en una zona de subducción.

Probablemente, el apilamiento de láminas de corteza oceánica ocurrió durante la subducción de la corteza oceánica bajo un arco volcánico representado por las unidades superiores de los complejos alóctonos (Abati et al., en prensa), tal como se muestra en la Figura 6A. Estos cabalgamientos tuvieron lugar poco tiempo después de la formación de la corteza oceánica y fueron acompañados de actividad magmática residual. Esta situación sugiere un origen para la ofiolita del Careón en una pequeña cuenca oceánica desarrollada durante el Devónico Inferior entre el margen de Gondwana y el arco.

La posterior subducción del margen continental de Gondwana (Martínez Catalán et al., 1996) representado por las unidades basales, fue en parte simultáneo con el desarrollo de despegues normales de bajo ángulo en la parte superior de la cuña orogénica lo que permite explicar la exhumación la ofiolita y de las rocas de alta presión situadas por debajo.

## Conclusiones

La ofiolita del Careón marca una sutura en el orógeno Varisco y su estudio aporta información acerca de las características del océano Réico y limita la evolución tectónica del orógeno. Además, el estudio revela nuevos datos relacionados con los primeros estadios de la subducción, generalmente borrados por la tectónica de colisión posterior.

La sección más completa de la ofiolita aparece en la lámina del Careón, e incluye una sección mantélica compuesta de harzburgitas y dunitas serpentinizadas. Por encima aparece una sección cortical compuesta por un entramado complejo de intrusiones de gabros de grano grueso. La sección ofiolítica aparece intruida por un gran número de diques de diabasa. Estas características podrían indicar que es una ofiolita de tipo LOT formada en un centro de acreción lento con cámaras magmáticas intermitentes. La edad de la ofiolita ( $395 \pm 2$  Ma) indica que la corteza oceánica se estaba formando durante el Devónico Inferior. Los procesos de convergencia tuvieron lugar poco tiempo después, y dieron lugar a un sistema de cabalgamientos enraizados en niveles superiores del manto, sintéticos con la polaridad de la subducción Varisca hacia el W.

En las rocas ultramáficas cabalgantes se puede reconocer una milonitización progresiva hacia la superficie de cabalgamiento, que opera bajo condiciones de temperatura decrecientes. En los bloques cabalgados se desarrollan suelas metamórficas (anfíbolitas granatíferas), que atestiguan la transferencia de calor desde las láminas calientes cabalgantes. Las estimaciones termobarométricas indican que estos cabalgamientos se formaron a unos 35 km de profundidad en una zona de subducción. El desarrollo de zonas de cizalla dúctiles normales simultáneo con la subducción del margen continental de Gondwana permitió la exhumación de estas rocas profundas.

## Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto PB94-0234-CO2-01 de la DGICYT. Las revisiones realizadas por Alberto Marcos han mejorado considerablemente el trabajo.

## Bibliografía

- Abati, J., Dunning, G. R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P. and Martínez Catalán, J. R. (1999): Early Ordovician orogenic event in Galicia NW Spain). Evidence from U-Pb ages in the uppermost unit of the Ordenes complex: *Earth and Planet. Sci. Lett.* 165, 213-228.
- Arenas, R. (1988): *Evolución petrológica y geoquímica de la unidad alóctona inferior del complejo metamórfico básico-ultrabásico de Cabo Ortegal Unidad de Moeche y del Silúrico paraautoctono, Cadena Hercínica Ibérica NW de España*: Corpus Geologicum Gallaciae, 4, 543 p.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J. R., Ortega Girones, E., Pablo Maciá, J. G. and Peinado, M. (1986): Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif: *Hercynica*, II, 2, 87-110.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F. J., Díaz García, F. and Martínez Catalán, J. R. (1995): High-pressure microinclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain: evidence of subduction and syn-collisional decompression: *J. Metam. Geol.*, 13: 141-164.
- Bernard Griffiths, J., Peucat, J., Cornichet, J., Iglesias Ponce de León, M. and Gil Ibarguchi, J. I. (1985): U-Pb, Nd isotope and REE geochemistry in eclogites from the Cabo Ortega Complex, Galicia, Spain: an example of REE immobility conserving MORB-like patterns during high-grade metamorphism: *Chemical Geol.*, 52: 217-225.
- Boudier, F., Ceuleneer, G. and Nicolás, A. (1988): Shear zones, thrust and related magmatism in the Oman ophiolite: Initiation of thrusting on an oceanic ridge: *Tectonophysics*, 151: 275-296.
- Capdevila, R. and Viallete, Y. (1970): Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne NW de l'Espagne: *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270: 2527-2530.
- Dallmeyer, R. D., Ribeiro, A. and Marques, F. (1991): Polyphase Variscan emplacement of exotic terranes Morais and Bragança massifs onto Iberian successions Evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mineral ages. *Lithos*, 27: 133-144.
- Dallmeyer, R. D., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J. I., Gutierrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. and Aller, J. (1997): Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif. Evidence from <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating of regional fabrics: *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Díaz García, F. (1988): La evolución metamórfica de las rocas máficas y ultramáficas del sector occidental del Complejo de Ordenes NW de España: *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 141-149.
- Díaz García, F. (1990): *La Geología del sector Occidental del Complejo de Ordenes Cordillera Hercínica, NW de España*: Nova Terra 3, Eds. O Castro, 230 p.
- Díaz García, F. (1997): La estructura de los gneises Olla de Sapo en el sector costero del Barquero- Vivero, Cordillera Varisca, NW de España. *Rev. Soc. Geol. España*, 10 (3-4): 47-61.
- Díaz García, F., Martínez Catalán, J. R., Arenas, R. and González Cuadra, P. (en prensa, a): Structural and kinematic analysis of the Corredoiras Detachment: Evidence for early Variscan orogenic extension in the Ordenes Complex, NW Spain: *Geol. Rundsch.*
- Díaz García, F., Arenas, R., Martínez Catalán, J. R., González del Tánago, J. and Dunning, G. R. (en prensa, b): Origin, age and accretionary history of the Careón ophiolite (Nw Spain): a remnant of oceanic lithosphere in the Variscan belt. *J. Geol.*
- Dunning, G. R., Díaz García, F., Arenas, R. and Martínez Catalán, J. R. (1997): A Lower Devonian Ophiolite in the Allochthonous Complexes of the Iberian Massif (Variscan Belt): U-Pb zircon protolith age from the Careón ophiolite: *Terra Abstracts*, 9-1: 100.
- Galán, G. and Marcos, A. (1997): Geochemical evolution of high-pressure mafic granulites from the Bacariza formation (Cabo Ortegal complex, NW Spain): an example of a heterogeneous lower crust: *Geol. Rundsch.*, 86: 539-555.
- García Garzón, J., Pablo Maciá, J. G. y Llamas Borrajo, J. F. (1981): Edades absolutas obtenidas mediante el método Rb/Sr en dos cuerpos de ortogneises en Galicia Occidental: *Bol. Geol. Min. España*, 92: 463-466.
- Gebauer, D. (1993): Intra-grain zircon dating within the Iberian Massif: Olla de Sapo augengneisses, bimodal gneisses from the Massif de Guillerías (Girona), graywacke of the Tentudía Group (serie Negra, SW Spain) and the HP/HT-rock association at Cabo Ortegal (Galicia): *XII Reuniao Geol. Oeste Peninsular*, Univ. Evora, 2: 41-46.
- Gil Ibarguchi, J. I. (1995): Petrology of Jadeite- metagranite and associated orthogneiss from the Malpica -Tuy allochthon (Northwest Spain): *Eur. J. Mineral.*, 7: 403-415.
- Hacker, B. R. and Gnos, E. (1997): The conundrum of samail ophiolite: explaining the metamorphic history: *Tectonophysics*, 279: 215-226.
- Hess, H. H. (1964): The oceanic crust, the upper mantle and the Magaguez serpentized peridotite. En: *A study of serpentinite* (C.A. Burke Ed.), Publ. 1188 p. 169-175, National Academy of Sciences, Washington D.C.
- Jamieson, R. A. (1986): P-T paths from high temperatures shear zones beneath ophiolites: *J. Metam. Geol.*, 4: 3-22.
- Julivert, M. (1971): Décollement tectoniques in the Hercynian Cordillera of NW Spain: *Amer. J. Sci.*, 270: 1-29.
- Kuijper, R. P. (1979): U-Pb systematics and the petrogenetic evolution of infracrustal rocks in the Paleozoic basement of Western Galicia, NW Spain: *Verh. ZWO Lab. Isotop. Geologie*, Amsterdam, 5: 1-101.
- Lancelot, J. R., Allegret, A., and Iglesias Ponce de León, M. (1985): Outline of upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337.
- Marcos, A. (1973): Las series del Paleozoico inferior y la estructura hercínica del occidente de Asturias (NW de España): *Trab. Geol.*, 6: 1-113, Oviedo.
- Marcos, A. y Farias, P. (1997): La estructura de la sutura varisca en la transversal de Cabo Ortegal (NW de España): *XIV Reuniao de Geologia do Oeste Peninsular*. Abstracts, 109-114.
- Marcos, A., Marquínez, J. Pérez Estaún, A., Pulgar, J., y Bastida, F. (1984): Nuevas aportaciones al conocimiento de la evolución tectono-metamórfica del complejo de Cabo Ortegal: *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 7: 125-137.
- Martínez Catalán, J. R. (1990): A noncylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of western Europe: *Tectonophysics*, 179: 253-272.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., Rubio Pascual, F. J., Abati J. and Marquínez, J. (1996): Variscan exhumation of a subducted Paleozoic continental margin: the basal units of the Ordenes Complex, Galicia, Spain: *Tectonics*, 15: 106-121.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., and Abati, J. (1997): The variscan accretionary complex of NW Iberia: involved terranes and succession of tectonothermal events: *Geology*, 25: 1103-1106.
- Martínez Catalán, J. R., Arenas, R., Díaz García, F., and Abati, J. (1998): Allochthonous units in the Variscan belt of NW Iberia: Terranes and Accretionary history. En: *Basement Tectonics* (Sinha A.K., eds.) Kluwer, Dordrecht 13: 65-84.
- Matte, Ph. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe: *Tectonophysics*, 196: 309-337.
- Nicolás, A. (1989): *Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*: Kluwer Academic Publishers, Boston. 367 p.
- Pérez-Estaún, A., Bastida, F., Alonso, J. L., Marquínez, J., Aller, J., Alvarez Marrón, J., Marcos, A. and Pulgar, J. A. (1988): A thin-skinned tectonic model for an arcuate fold and thrust belt the Cantabrian Zone Variscan Ibero-Armorican Arc: *Tectonics*, 7: 517-537.
- Pérez-Estaún, A., Martínez Catalán, J. R. and Bastida, F. (1991): Crustal thickening and deformation sequence in the footwall to the suture of the Hercynian belt of NW Spain: *Tectonophysics*, 191: 243-253.
- Peucat, J. J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J. I., Dallmeyer, R. D., Menot, R. P., Cornichet, J. and Iglesias Ponce de León, M. (1990): Geochemical and geochronological cross section of the deep Variscan crust: The Cabo Ortegal high-pressure nappe northwest Spain: *Tectonophysics*, 177: 263-292.
- Priem, H. N. A. and Den Tex, E. (1984): Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb- Sr and u-Pb systematics of paleozoic granitoids: a review: *Phys. Earth. Planet. Int.*, 35: 121-130.
- Priem, H. N. A., Boelrijk, N. A. I. M., Verschure, R. H., Hebeda, E. H. and Verdurmen, A. A. Th. (1970): Dating events of acid plutonism through the Paleozoic of the western Iberian Peninsula: *Eclog. Geol. Helvetica*, 63: 255-274.
- Ramsay, J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. Mc Graw-Hill Book Company, New York, 568.
- Santos Zalduendi, J. F., Schärer, U. and Ibarguchi, J. I. (1995): Isotope constraints on the age and origin of magmatism and metamorphism in the Malpica - Tuy allochthon, Galicia, NW Spain: *Chem. Geol.*, 121: 91-103.

- Santos Zalduogui, J. F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J. I. and Girardeau, J. (1996): Origin and evolution of the Paleozoic Cabo Ortegal ultramafic - mafic complex NW Spain U-Pb, Rb-Sr and Pb-Pb isotope data: *Chem. Geol.*, 129: 281-304.
- Schäfer, H. J., Gebauer, D., Ibarguchi, J. I. and Peucat, J. J (1993): Ion-Microprobe U-Pb Zircon dating on the HP/HT Cabo Ortegal Complex Galicia, NW Spain. Preliminary Results: *Terra Abstracts*, 5, 4, 22.
- Serrano Pinto M., Casquet C., Ibarrola E., Corretge L. G., Portugal Ferreira M. (1987): Síntese geocronológica dos granitoides do Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico* (Bea F., Carnicero A., Gonzalo M., López-Plaza M., y Rodríguez Alonso M. D., Eds.), Rueda, Madrid, 69-86.
- Suárez, O., Ruiz, F., Galán, G. y Vargas, I. (1978): Edades Rb-Sr de granitoides del Occidente de Asturias (NW de España): *Trab. Geol.* 10: 437-442.
- Van Calsteren, P. W. C., Boelrijk, N. A. I. M., Hebeda, E. H., Priem, H. N. A., Tex, E. den., Verdurmen, E. A. T. H. and Verschure, R. H. (1979): Isotopic dating of older elements including the Cabo Ortegal mafic-ultramafic Complex in the Hercynian Orogen of NW Spain. Manifestation of a presumed early Paleozoic mantle-plume: *Chem. Geol.*, 24: 35-56.
- Varga, R. J. and Moores, E. M. (1985): Spreading structure of the Trodos ophiolite, Cyprus: *Geology*, 13: 846-850.
- Vogel, D. E. (1967): Petrology of an eclogite and pyrigarnite bearing polymetamorphic rock complex at Cabo Ortegal, northwest Spain: *Leidsche Geol. Med.*, 40: 121-213.