

Organización interna de unidades de alta presión en dominios tectónicos profundos (Complejo de Cabo Ortegal, NO España)

Internal organization of high-pressure units at deep tectonic realms

P. Puelles ⁽¹⁾, B. Ábalos ⁽¹⁾ y J.I. Gil Ibarguchi ⁽²⁾

⁽¹⁾ Departamento de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Apto. 644. 48080 Bilbao

⁽²⁾ Departamento de Mineralogía-Petrología. Universidad del País Vasco. Apto. 644. 48080 Bilbao

ABSTRACT

High-pressure volcanic-arc granulites, N-MORB eclogites and shallow crustal volcanosedimentary high-pressure gneiss units occur in the high-pressure metamorphic fold-nappes and ductile thrusts that make up the Cabo Ortegal upper allochthons. Confluence of units from such disparate tectonic settings occurred at an eo-Hercynian convergent plate margin, that in this case, involved oceanic, arc and continental lithosphere. We argue that the sheath-like form of the fold nappes and the mineral and stretching lineations defined by high-pressure mineral assemblages subparallel to fold axes depict the internal organization of high-pressure sheets at deep tectonic realms of an oblique subduction/collision orogenic channel.

Key words: *high-pressure metamorphism, deformation, sheath folds, subduction, Cabo Ortegal, Spain.*

*Geogaceta, 34 (2003), 3-6
ISSN:0213683X*

Introducción

El Complejo de Cabo Ortegal es uno de los "Complejos Alóctonos" del NO de la Península Ibérica, emplazados sobre el margen occidental de Gondwana durante la orogenia hercínica (Ries y Shackleton, 1971; Bard et al., 1980; Bastida et al., 1984, etc). Está constituido por un apilamiento de mantos metamórficos que pertenecen fundamentalmente a los dos elementos estructurales superiores correlacionables a escala regional en que se subdividen los complejos: la Unidad Ofiolítica y el Alóctono Superior. Este último ocupa preferentemente la posición estructural más elevada y en él se registraron procesos de metamorfismo y de deformación en condiciones de alta presión (Gil Ibarguchi et al., 1990). Las principales unidades litoestratigráficas diferenciadas están separadas por contactos tectónicos e incluyen fundamentalmente eclogitas (banda eclogítica del Concepeño), granulitas (Formación Bacariza), anfíbolitas (Formaciones de Purrido y Candelaria), formaciones gneissicas cuarzo-feldespáticas (Gneiss Bandeados, Chimparra y Carifio) y macizos ultramáficos (Herbeira, Limo y Uzal; cf. Fig.1).

Modelo tectónico

En el Complejo de Cabo Ortegal aparecen apiladas unidades litotectónicas de alta presión con orígenes bien contrasta-

dos (ambiente de raíz de arco para el conjunto ultramáfico, de arco volcánico próximo a un margen continental para las granulitas, litosfera oceánica para el macizo eclogítico y ambientes volcanosedimentarios corticales para las formaciones gneissicas de alta presión; cf. Van Calsteren *et al.*, 1979; Peucat *et al.*, 1990; Gravenstock, 1992; Laribi-Halimi, 1992; Moreno *et al.*, 2001 y Santos Zalduegui *et al.*, 2002). La confluencia de ambientes tectónicos tan dispares es sólo posible en los márgenes de placas convergentes. Las edades de los protolitos de estas rocas evidencian ya la existencia de un límite de placa convergente activo hace ca. 500 Ma. En el modelo tectónico que se describe a continuación proponemos que las unidades rocosas estudiadas, su registro estructural y su estilo tectónico reflejan el tipo de organización interna que eventualmente pueden presentar las láminas de rocas de alta presión en dominios tectónicos profundos (a profundidades por debajo de la discontinuidad de Mohorovicic) asociados a un canal orogénico de subducción/colisión oblicua.

El modelo propuesto por Shreve y Cloos (1986) para explicar la dinámica de la subducción de la litosfera oceánica y/o continental en el manto asume que las placas superior e inferior conforman los límites de un canal de subducción estrecho (de unos pocos kilómetros de espesor) en el cual se concentra la mayor parte de la deformación. Beaumont *et al.*

(1999) acuñaron el término "conducto de subducción" (subduction conduit) para referirse a la parte del canal de subducción situada por encima de la interfase de subducción activa entre las placas convergentes y por debajo de la cuña mantélica de la placa superior en la cual el material subducido puede acumularse lentamente por procesos de subcabalgamiento y permanecer en ella durante períodos de tiempo más o menos largos. El conducto de subducción consta de partes relativamente inactivas en las que el material subducido no sufre una deformación interna significativa y de zonas de cizalla activa donde los materiales sí se deforman. Las deformaciones acumuladas en ambos casos (en las zonas tectónicamente inactivas y en las activas) pueden ser muy importantes y la posición de las zonas de cizalla activas puede cambiar. Una de las características fundamentales del conducto de subducción consiste en que el flujo de materia en su seno es un flujo forzado que permite explicar la mecánica de la subducción de materiales supracorticales y su exhumación posterior (Beaumont *et al.*, 1999; Gerya *et al.*, 2002).

Los canales de subducción modelizados o visibles a través del tratamiento de imágenes sísmicas (p.ej.: Ellis y Beaumont, 1999) se corresponden con zonas de cizalla a escala litosférica relativamente estrechas. Las imágenes sísmicas de las zonas de sutura de diversos orógenos an-

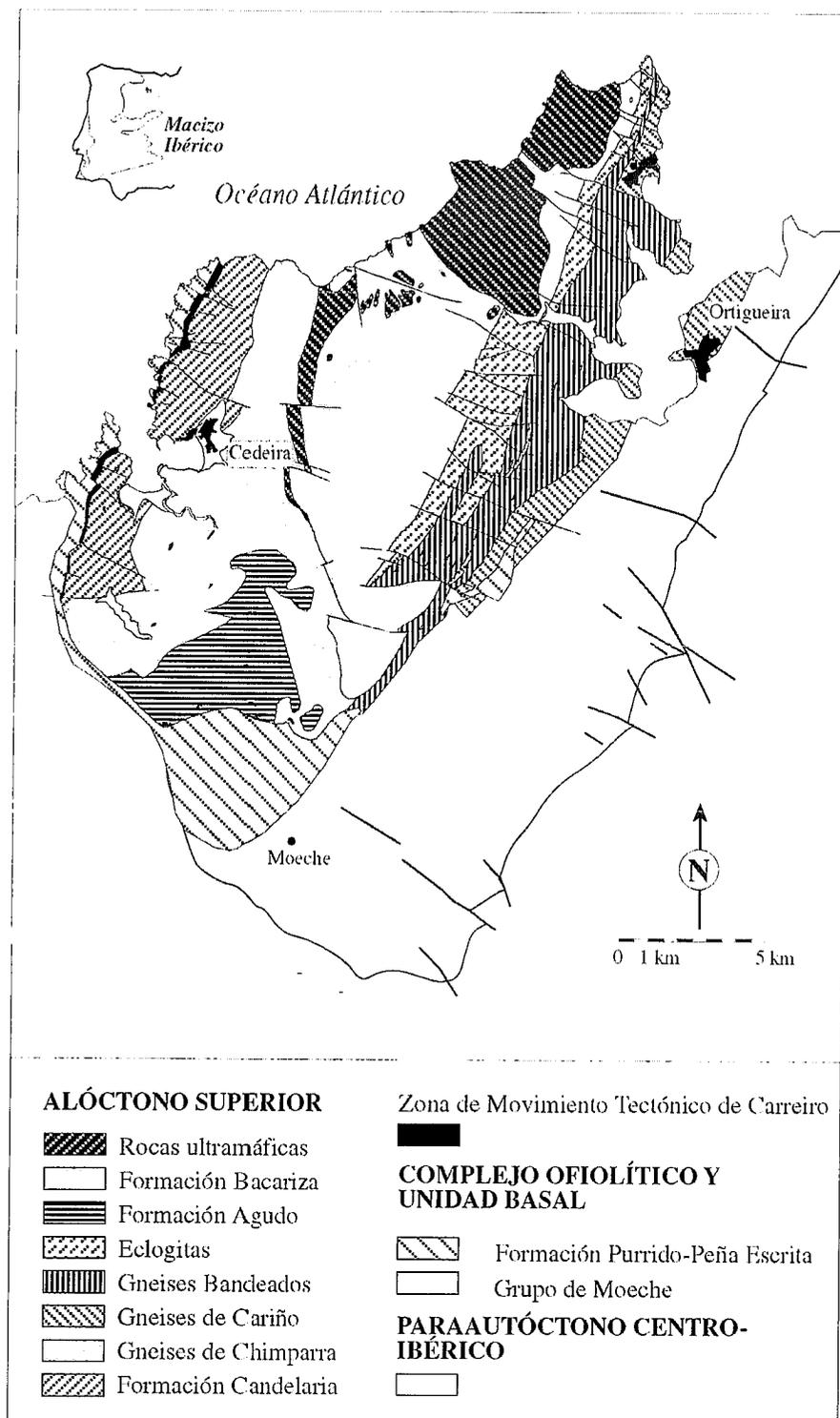


Fig. 1.- Mapa geológico simplificado del Complejo de Cabo Ortegal.

Fig. 1.- Simplified geological map of the Cabo Ortegal Complex

tiguos (p.ej.: Richardson *et al.*, 2001) revelan también esa misma organización, pues presentan una variedad de fábricas que concuerda con la alternancia de unidades litológicas de competencias contrastadas, de naturaleza interna anisótropa y de geometría y dimensiones (Calvert *et al.*, 1995; Eaton *et al.*, 2000) comparables tanto con las referidas previamente

para los canales de subducción como para el conjunto de unidades de alta presión de Cabo Ortegal.

La acumulación de unidades en el conducto de subducción da lugar a organizaciones tectónicas muy complejas, con unidades procedentes de la cuña mantélica (unidades ultramáficas), de la corteza oceánica subducida (eclogitas) y otras de

origen supracortical (gneises y granulitas de origen volcanosedimentario). La exhumación de todas estas rocas se produce, en parte, a la vez que ciertas unidades son incorporadas al conducto de subducción por procesos de subcabalgamiento (extrusión sinconvergente de Platt, 1993; Doin y Henry, 2001), y las velocidades de enfriamiento correspondientes son de varias decenas a unos pocos centenares de °C por Ma. Las trayectorias P-T-t pueden ser diferentes en diferentes unidades, pero en muchos casos se caracterizan por presentar una parte con gradientes dP/dT relativamente más bajos durante los estadios iniciales de la exhumación (todavía en condiciones de alta presión) y con gradientes dP/dT más elevados (siempre sin asociar un calentamiento durante la descompresión) durante los estadios posteriores.

Los mantos superiores con metamorfismo de alta presión del Complejo de Cabo Ortegal presentan una organización interna y una evolución geodinámica que pueden considerarse como características de los niveles más profundos de un conducto de subducción activo durante las primeras fases de la subducción/colisión hercínica en el NO de Iberia. La estructura de las unidades implicadas se puede describir como un apilamiento tectónico de unidades deformadas dúctilmente cuyas dimensiones alcanzan los 20 km en la dirección paralela al movimiento tectónico (NNE), 5-10 km en la dirección transversal (ONO-ESE) y sus potencias alcanzan como máximo 1-1.5 km. Los contactos tectónicos que las separan fueron plegados en una serie de pliegues recumbentes y en vaina de escala kilométrica los cuales, a su vez, quedaron delimitados por otros contactos tectónicos de alta presión. Aunque la potencia compuesta del complejo puede alcanzar los 10 km, como existe una importante variación lateral en el espesor y morfología de las unidades y sus ejes de potencia máxima no se encuentran superpuestos a lo largo de una línea, la separación real entre las unidades superiores conservadas en el núcleo del complejo y su cabalgamiento basal raramente excede los 3-4 km. Esta potencia representaría el espesor real del conducto de subducción. Los estudios de campo realizados hasta la fecha en terrenos de alta presión permiten constatar también que su geometría es laminar, con un espesor por debajo de los 5 km (p.ej.: Ernst, 2001). Su geometría interna, sin embargo, no se conoce con detalle, ya que por lo general, las estructuras formadas en dominios profundos suelen sufrir un proceso de retrometamorfismo que fre-

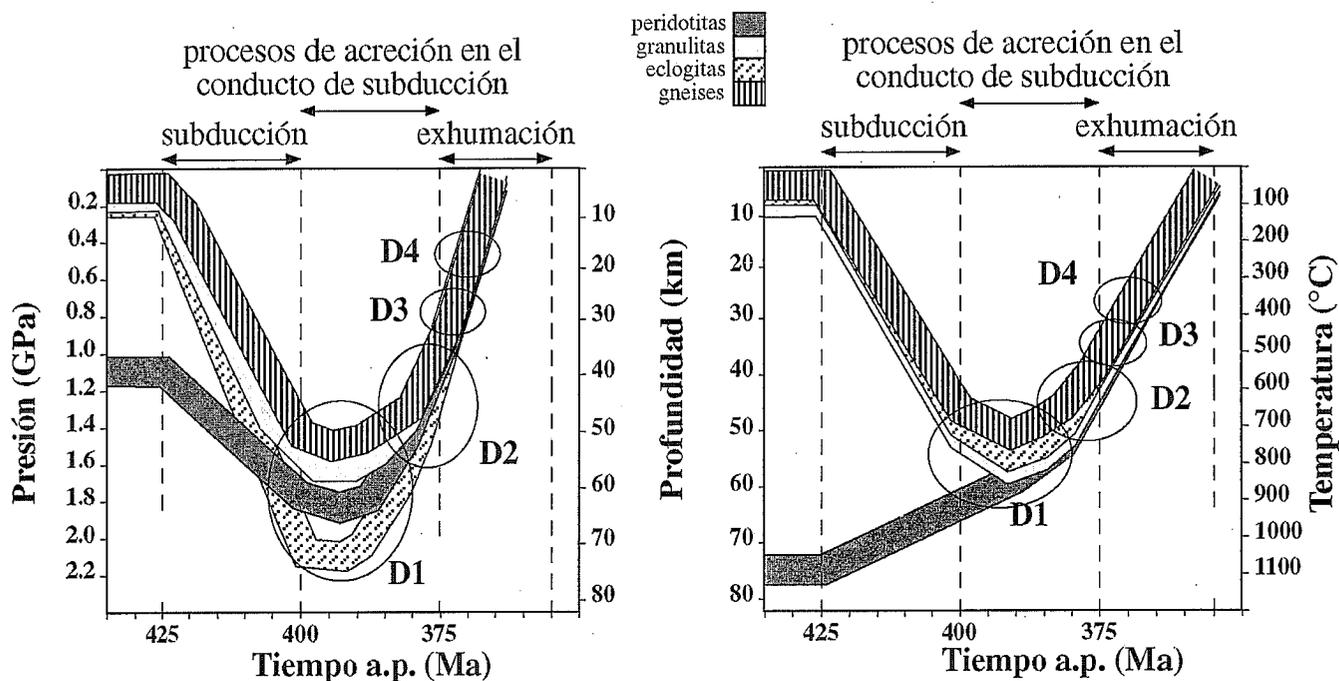


Fig. 2.- Reconstrucciones cinemáticas en el marco presión/profundidad y temperatura/tiempo de la evolución de las unidades de alta presión durante los procesos de subducción, acreción tectónica y flujo de retorno forzado en el canal de subducción y la exhumación subsiguiente durante la colisión orogénica. La escala de profundidad corresponde a un modelo litosférico formado por 15 km de rocas de la corteza superficial con una densidad media de 2700 kg/m³, 15 km de rocas de la corteza inferior de 2900 kg/m³ y rocas mantélicas de 3300 kg/m³.

Fig. 2.- Kinematic reconstructions in the Pressure/depth and temperature vs. time space, respectively, of the fate of high-pressure units during the processes of subduction, tectonic accretion and forced return flow (syn-subduction exhumation) in a subduction channel, and the subsequent exhumation during orogenic collision. Depth scale corresponds to a model lithosphere with 15 km of upper crustal rocks with average density of 2700 kg/m³, 15 km of lower crustal rocks of 2900 kg/m³ and mantle rocks of 3300 kg/m³.

cuentemente oblitera o transpone las estructuras anteriores.

Según las modelizaciones numéricas (contrastadas con ejemplos geológicos reales) de Gerya y Stöckhert (2002) y Gerya *et al.* (2002), las velocidades de exhumación de este tipo de terrenos son del orden de las velocidades de movimiento de las placas litosféricas, pudiendo ser incluso superiores cuando los procesos de deformación son episódicos (p.ej. debido al aplastamiento del canal de subducción en sus partes más profundas). Es muy probable que durante este proceso las rocas que han experimentado un ascenso hacia la superficie a gran velocidad no sufran una deformación interna importante (localizándose la deformación en sus límites o en los contactos tectónicos con otras unidades) y que el valor de los esfuerzos diferenciales sea relativamente bajo. Estas inferencias están de acuerdo con las observaciones realizadas en muchos terrenos de alta presión y de ultra-alta presión (véanse p. ej. los trabajos de Piepenbreier y Stöckhert, 2001; Gerya y Stöckhert, 2002; y Gerya *et al.*, 2002, así como las referencias incluidas en los mismos).

Las rocas metamórficas de alta presión del Complejo de Cabo Ortegal se

deformaron bajo la acción de esfuerzos diferenciales relativamente bajos (eventos de deformación D₁ y D₂). A excepción de las peridotitas de los macizos ultramáficos, las cuales probablemente permanecieron en niveles litosféricos profundos desde su formación, la mayor parte de las demás unidades (continentales, oceánicas o de arco) ocuparían posiciones corticales someras cuando entraron en la zona de subducción hace ca. 420-425 Ma (Fig. 2). Todas las unidades, excepto las peridotitas, fueron expuestas a temperaturas y presiones progresivamente mayores hasta llegar a condiciones propias de la facies de las eclogitas, alcanzando profundidades de ca. 60 km o mayores y desarrollándose las fábricas de alta presión D₁ (Girardeau y Gil Ibarguchi, 1989; Ábalos, 1997). Las peridotitas, sin embargo, se enfriaron y fueron presurizadas a medida que iban subduciendo, posiblemente desde la cuña mantélica de la placa superior situada sobre la zona de subducción. Después de la fase D₁, las deformaciones de alta presión D₂ se localizaron a lo largo de las zonas de cizalla que limitan las principales unidades rocosas, provocando el apilamiento de las unidades y definiendo saltos discretos en su

grado metamórfico. Este proceso de apilamiento por subcabalgamientos habría ocurrido hace ca. 375 Ma, por lo que su actividad se habría prolongado en el conducto de subducción durante ca. 10-20 Ma hasta que el conducto fue bloqueado por la colisión continental del Carbonífero Inferior que originó el orógeno hercínico (el emplazamiento final del Complejo de Cabo Ortegal sobre su paraautoctono cortical superior tuvo lugar hace ca. 360 Ma; cf. Dallmeyer *et al.*, 1997). La duración y velocidad de estos procesos han sido discutidas en detalle a partir de datos termobarométricos, geocronológicos y petroestructurales (Ábalos *et al.*, 1996, 2003; Galán y Marcos, 2000 y Ordóñez *et al.*, 2001). Después de la amalgamación, estas unidades compartieron una tectónica e historia metamórfica comunes relacionadas con la exhumación del complejo, muy probablemente favorecidas por una tectónica extensional (Martínez Catalán *et al.*, 1996). Las ligeras diferencias metamórficas asociadas a las fábricas D₁ desaparecieron durante D₂. Las zonas internas de cada unidad tectónica involucrada permanecieron relativamente indeformadas (de hecho, se conservaron sus asociaciones minerales de

alta presión) mientras que sus límites se convirtieron en zonas de cizalla activas. Sin embargo, avanzada la fase D₂ estas zonas de cizalla fueron bloqueadas y se deformaron a favor de pliegues en vaina kilométricos junto con las unidades a las que delimitan. D₂ representó un ligero enfriamiento y descompresión con respecto a las condiciones de presión y temperatura reflejadas por la asociación mineral del clímax metamórfico. Así, puede interpretarse como una evidencia del flujo de retorno en el canal de subducción anterior a la colisión (Gerya *et al.*, 2002). La acreción de otras unidades por procesos de subcambalgamiento bajo los alóctonos de alta presión de Cabo Ortegal habría ocurrido un poco más tarde. Estas unidades basales registraron un evento D₂ generalizado que obliteró en gran medida las fábricas de alta presión D₁ (Azcárraga *et al.*, 2002). Asimismo, el proceso de deformacional D₂ tuvo lugar en condiciones básticas y térmicas ligeramente más bajas que las de los alóctonos superiores.

Referencias

- Ábalos, B. (1997). *J. Struct. Geol.*, 19: 621-637.
- Ábalos, B., Azcárraga, J., Gil Ibarguchi, J.I., Mendía, M.S. y Santos Zalduegui, J.F. (1996). *J. Met. Geol.* 14, 227-248.
- Arenas, R., Abati, J., Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F. y Rubio Pascual, F.J. (1997). *Lithos*, 40, 221-242.
- Arenas, R., Díaz García, F., Martínez Catalán, J.R., Abati, J., González Cuadra, P., Andonaegui, P., González del Tánago, J., Rubio Pascual, F., Castiñeiras, P. y Gómez Barreiro, J. (2000). *Basement Tectonics* 15, Pre-Conference Field Trip, La Coruña, 1-160.
- Azcárraga, J., Ábalos, B. y Gil Ibarguchi, J.I. (2002). *J. Struct. Geol.*, 24, 1971-1989.
- Bard, J.P., Burg, J.P., Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1980). In: *Géologie de l'Europe, du Précambrien aux basins sédimentaires post-Hercyniennes. Mém. B.R.G.M.*, 108, 233-246.
- Bastida, F., Marcos, A., Marquínez, J., Martínez-Catalán, J.R., Pérez-Estaun, A. y Pulgar, J.A. (1984). Publ. I.G.M.E., Madrid.
- Beaumont, C., Ellis, S. y Pfiffner, A. (1999). *J. Geophys. Res.*, 104, 17573-17601.
- Burg, J.P., Balé, P., Brun, J.P. y Girardeau, J. (1987). *Geodinamica Acta*, 1, 71-81.
- Calvert, A.J., Sawyer, E.W., Davis, W.J. y Ludden, J.N. (1995). *Nature*, 375, 670-674.
- Dallmeyer, R.D., Martínez-Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez Alonso, G., Farias, P., Bastida, F. y Aller, J. (1997). *Tectonophysics*, 277: 307-337.
- Doin, M.P. y Henry, P. (2001). *Tectonophysics*, 342, 163-191.
- Eaton, D.W., Ross, G.M., Cook, F.A. y Vandervelden, A. (2000). *Can. Jour. Earth Sci.*, 37, 1493-1507.
- Ellis, M.A. y Watkinson, A.J. (1987). *Geology*, 15, 1022-1025.
- Ellis, S. y Beaumont, C. (1999). *Can. Jour. Earth. Sci.*, 36, 1711-1741.
- Ernst, W.G. (2001). *Phys. Earth and Planet. Int.*, 127, 253-275.
- Galán, G. y Marcos, A. (2000). *Lithos*, 54, 139-171.
- Gerya, T.V. y Stöckhert, B. (2002). *Geophysical Research Letters*, 29(8), 102, DOI 10.1029/2001GL014307.
- Gerya, T.V., Stöckhert, B. y Perchuk, A.L. (2002). *Tectonics*, 21(6), 1056, DOI: 10.1029/2002TC001406.
- Gil Ibarguchi, J.I., Mendía, M., Girardeau, J. y Peucat, J.J. (1990). *Lithos*, 25, 133-162.
- Girardeau, J. y Gil Ibarguchi, J.I. (1991). *J. Petrol.*, Spec. Lherzolites Issue: 135-154.
- Gravestock, P.J. (1992). Thesis, The Open Univ., 299p.
- Laribi-Halimi, A. (1992). Thèse, Université Paris VI - I.P.G.P., 144 pp.
- Le Fort, J.P., Miller, H.G. y Wiseman, R. (1993). *Tectonophysics*, 217, 331-341.
- Matte, Ph. (1986). *Tectonophysics*, 126, 329-374.
- Matte, Ph. (1991). In: R.D. Hatcher, Jr. & L. Zonenshain (Eds.): *Accretionary Tectonics and Composite Continents. Tectonophysics*, 196, 309-337.
- Moreno, T., Gibbons, W., Prichard, H.M. y Lunar, R. (2001). *J. Geol. Soc. London*, 158, 601-614.
- Ordóñez, B., Gebauer, D., Schäfer, H.-J., Gil Ibarguchi, J.I. y Peucat, J.J. (2001). *Tectonophysics*, 332, 359-385.
- Peucat, J.J., Bernard-Griffiths, J., Gil Ibarguchi, J.I., Dallmeyer, R.D., Menot, R.P., Cornichet, J. e Iglesias Ponce de León, M. (1990). In: Ph. Matte (Ed.): *Terranes in the Variscan Belt of Europe and Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Tectonophysics*, 177, 263-292.
- Piepenbreier, D. y Stöckhert, B. (2001). *Int. J. Earth Sci.*, 90, 197-210.
- Platt, J.P. (1993). *Terra Nova*, 5, 119-133.
- Richardson, S.H., Shirey, S.B., Harris, J.W. y Carlson, R.W. (2001). *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 191, 257-266.
- Ries, A. y Shackleton, R.M. (1971). *Natur. Phys. Sci.*, 234, 65-69.
- Santos Zalduegui, J.F., Schärer, U., Gil Ibarguchi, J.I. y Girardeau, J. (2002). *J. Petrol.*, 43, 17-43.
- Shelley, D. y Bossière, G. (2002). *Geol. Soc. Am. Special Paper* 364, 209-222.
- Shreve, R.L. y Cloos, M. (1986). *J. Geophys. Res.*, 91, 10, 229-10, 245.
- Van Calsteren, P.W.C., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Priem, H.N.A., Den Tex, E., Verdurmen, E.A.T. y Verschure, R.H. (1979). *Chem. Geol.*, 24: 35-56.
- Vauchez, A. y Nicolas, A. (1991). *Tectonophysics*, 185, 183-201.