

# La continuación de la Cordillera Cántabro-Pirenaica en el borde atlántico de la Península Ibérica

*The extension of the Cantabro-Pyrenean Ranges in the Atlantic border of the Iberian Peninsula*

Ramón Vegas

Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense, c. José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid. ruidera@geo.ucm.es

## ABSTRACT

*The Cantabro-Pyrenean ranges extend in the Iberian Atlantic Margin through a strike-slip corridor that terminates at the North Portuguese Mountains. This transfer fault zone is defined as the Orense Corridor, a feature that completes an Alpine tectonic framework for the northwestern Iberian corner.*

**Key words:** *Morphotectonics, strike-slip corridor, Galicia, Minho.*

*Geogaceta*, 48 (2010), 179-182  
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010  
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010  
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

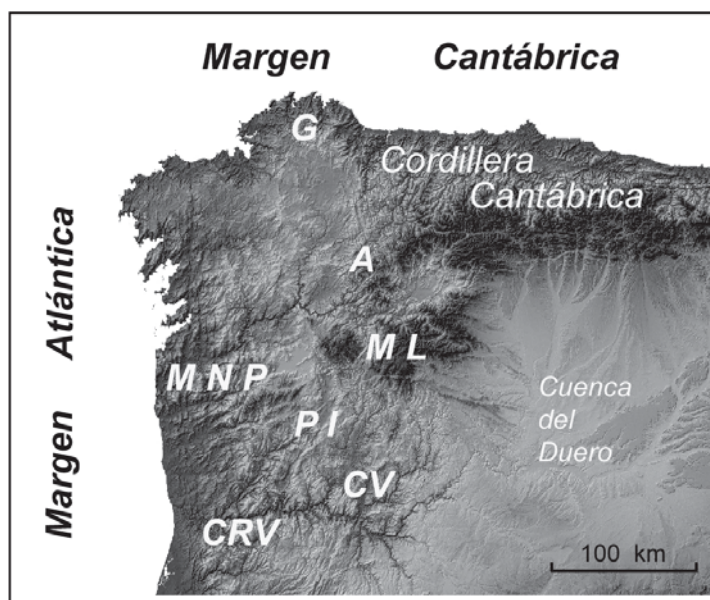
## Introducción

Los relieves de la Cordillera Cántabro-Pirenaica se extienden desde el Mediterráneo hasta el occidente de Asturias y el promontorio de Cabo Ortegal formando un reborde continuo, de dirección E-W, que actúa como divisoria principal entre las cuencas del Ebro y del Duero (de hecho una única cuenca de antepaís) y las vertientes norpirenaica y cantábrica. Este dispositivo orogénico parece difuminarse entre el occidente de Asturias y el interior de Galicia, en la esquina noroeste de la Península Ibérica, coincidiendo su articulación con los relieves de dirección NNE-SSW correspondientes a las sierras de Ancares-Caurel y los Montes de León que forman parte de una barrera fisiográfica entre la Cuenca del Duero y la margen atlántica (Fig. 1). Estos relieves de dirección aproximada N40E se continúan hacia el sur con una dirección submeridiana y forman a su vez una barrera que separa la Cuenca del Duero de la margen atlántica portuguesa.

El reborde montañoso cántabro-pirenaico tiene su origen en el acortamiento cortical resultante de la convergencia entre la Península Ibérica («Placa Ibérica») y Europa (Placa Euroasiática). Este borde de placas adquiere un carácter convergente al inicio del Paleógeno y perdura hasta el inicio del Mioceno, cuando la convergencia queda bloqueada y la Península Ibérica pasa a formar parte de Eurasia. El acortamiento de la corteza se

asume en este borde de placas mediante un cabalgamiento, a escala cortical, de la Placa Euroasiática sobre la «Placa Ibérica» (subducción intracontinental), bien definido en los Pirineos (ECORS Pyrenees Team, (1988). Este dispositivo tectónico se continúa en la Cordillera Cantábrica, vía las montañas vascas, me-

dante un cabalgamiento de la corteza de la margen cantábrica sobre la corteza del interior de la Península (Pulgar *et al.*, 1996). En este sentido, los relieves de la Cordillera Cántabro-Pirenaica son el resultado de la duplicación del espesor del bloque de techo (placa superior) – producido por este cabalgamiento.



**Fig. 1.- Unidades morfoestructurales en la terminación occidental de la Cordillera Cantábrica. A: Ancares; CRV: Corredor de Régua-Verín; CV: Corredor de Vilarica; G: Sierras del Gistral; M.L: Montes de León; MNP: Montañas del Norte de Portugal; PI: Plateau (Planalto) Intermedio.**

*Fig. 1. - Morphostructural units in the western end of the Cantabrian Ranges. A: Ancares; CRV: Regua-Verin Corridor; CV: Vilarica Corridor; G: Gistral Ranges; M.L: Leon Mountains; MNP: North Portuguese Mountains; PI: Intermediate Plateau.*

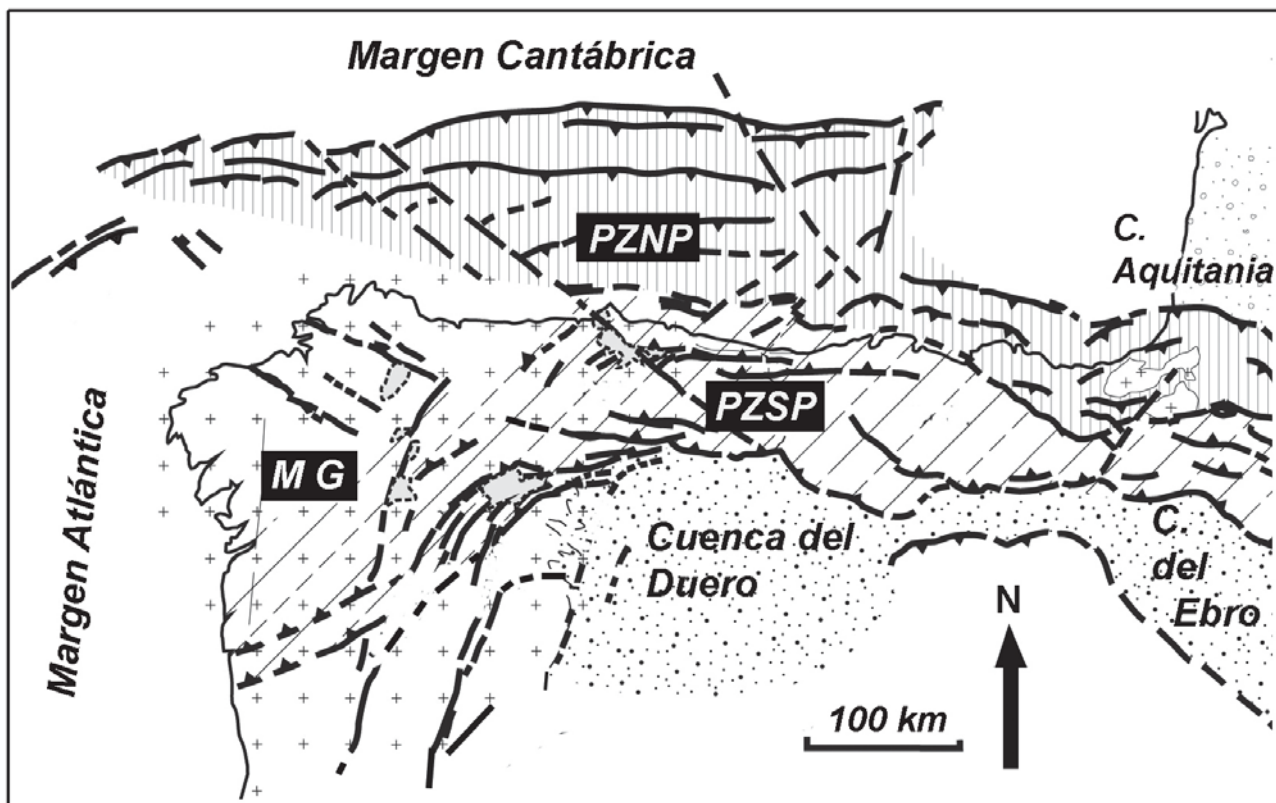


Fig. 2.- Estructuras alpinas principales del borde norte de la Península Ibérica. MG: Macizo Gallego; PZNP: Prolongación de la Zona Norpirenaica; PZSP: Prolongación de la Zona Surpirenaica (Modificado de De Vicente y Vegas, 2009).

Fig. 2. - Main Alpine features of the northern border of the Iberian Peninsula. MG: Galicia Massif; PZNP: Extension of the Northpyrenean Zone; PZSP: Extension of the Southpyrenean Zone (Modified from De Vicente and Vegas, 2009).

La ausencia de esta gran divisoria al oeste del Occidente de Asturias debe indicar la amortización lateral de este cabalgamiento y, por tanto, es posible asumir que la convergencia ha de ser en parte acomodada en la placa inferior, hacia el oeste de la Península.

Esta convergencia debe ser asumida por los corredores de fallas de Régua-Verín y de Vilariça (Vegas *et al.*, 2004) (Fig. 1), estructuras que configuran la fisiografía del interior del norte de Portugal; sin embargo, el patrón del relieve de Galicia y del litoral colindante portugués autoriza considerar la continuación de la deformación cántabro-pirenaica hasta el borde atlántico. Se presenta aquí el mecanismo tectónico y los relieves relacionados con esta continuación.

#### Morfotectónica de Galicia-Norte de Portugal

Los relieves de Galicia y del territorio portugués colindante habían sido interpretados tradicionalmente en un contexto extensional – modelo de *teclas de piano* con sierras y depresiones – por su proximidad a la margen atlántica; sin embargo, las evidencias de estructuras

compresivas y direccionales, descritas por varios autores en relación con cuencas terciarias (c.f. Santanach, 1994), han permitido considerar un contexto compresivo (acortamiento N-S) relacionado con la deformación del borde cántabro-pirenaico. De esta manera, la morfología de Galicia y la región portuguesa de Miño debe interpretarse necesariamente en el marco de la continuación de las estructuras de la cadena cántabro-pirenaica. Así, estas regiones deben corresponder en sentido amplio a la prolongación más occidental de la Zona Surpirenaica (Fig. 2).

Dentro de esta prolongación occidental se diferencia claramente un área central correspondiente al basamento varisco que forma una superficie elevada, fuertemente incidida y con relieves residuales correspondientes al esqueleto de la fábrica varisca. Esta unidad geomorfológica, denominada aquí como *Macizo Gallego*, está limitada al norte por un reborde de altura modesta que representa la continuación de los relieves costeros del Occidente de Asturias y que contiene los relieves residuales de la estructura varisca del promontorio de Cabo Ortegal, indicados aquí genérica-

mente como *Sierras del Gistral* (Figs. 1 y 3). Este reborde cántabro sigue la dirección de las estructuras alpinas del norte de Galicia que están representadas por líneas de fractura de dirección NNE-SSE, algunas de ellas identificadas como fallas en dirección con movimiento lateral derecho y relacionadas con cuencas terciarias, fallas de As Pontes (Santanach, 1994) y de Meirama (Monge Ganuzas, 1987). Encuadrada en esta fábrica alpina aparece una banda de menor relieve congruente con el entrante de la ensenada de La Coruña.

En el borde atlántico la fábrica alpina del Macizo Gallego tiene una dirección predominante N-S, concomitante con la disposición de la margen atlántica. Estas estructuras de dirección submeridiana no han sido reactivadas en el contexto de la compresión paleógena N-S. Por el contrario, la fábrica alpina en el borde meridional del Macizo Gallego tiene una dirección dominante WSW-ENE y forma una barrera de sierras subparalelas, Sierras de Arga, Peneda y Gerês, entre las que se disponen los ríos atlánticos Lima (Limia) y Cávado. En consonancia con su disposición, los escarpes principales de estas

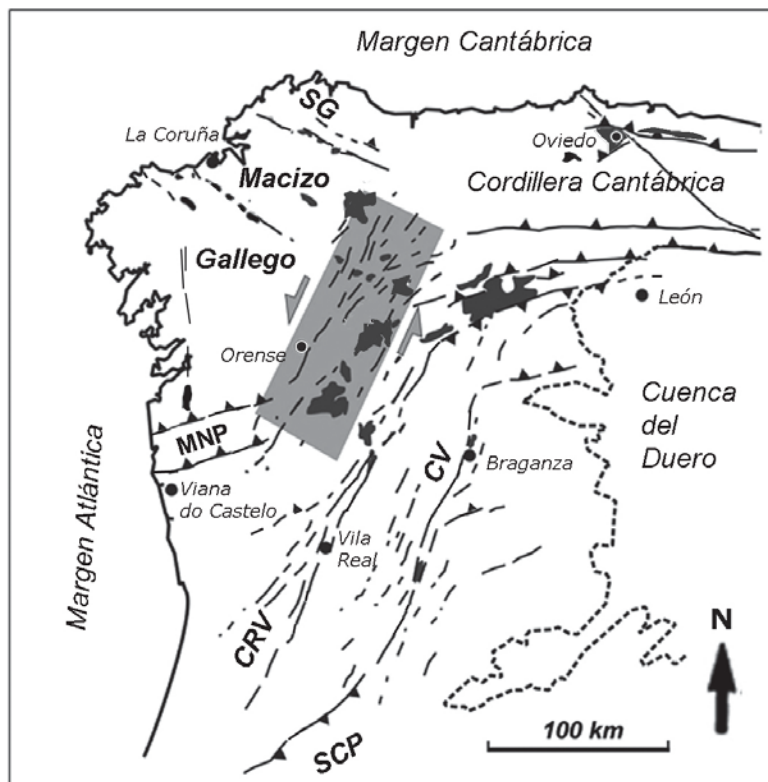


Fig. 3.- El Corredor de Orense (en gris) en el contexto de la deformación compresiva del NW de la Península Ibérica. CRV: Corredor de Régua-Verín; CV: Corredor de Vilaríça; MNP: Montañas del norte de Portugal; SCP: Sistema Central Portugués.

Fig. 3.- The Orense Corridor (grey) in the NW Iberia compressive tectonic context. CRV: Régua-Verín Corridor; CV: Vilaríça Corridor; MNP: North Portugal Mountains; SCP: Portuguese Central System.

elevaciones de basamento deben corresponder a cabalgamientos que absorben una parte importante del acortamiento cortical en esta región atlántica.

Hacia el interior de Galicia, ya en el Macizo, existe una unidad morfotectónica asimilable a un corredor de dirección N10-15E que presenta sierras marginales y depresiones interiores con depósitos de edad terciaria. Este corredor es denominado aquí como *Corredor de Orense* (Fig. 3) y será descrito en el apartado siguiente por su importancia al ser la conexión de los relieves, muy disminuidos, de la rama norte de la Cordillera Cantábrica con los Montes del Norte de Portugal.

#### El Corredor de Orense y su significado tectónico

Esta unidad morfotectónica comprende una banda de aproximadamente 30 km de anchura que se extiende a lo largo de 100 km entre el la depresión de Villalba y la comarca de La Limia. Aunque en sentido amplio representa una zona deprimida por la excavación del tramo medio del

Miño, el corredor contiene sierras alargadas (Páramo, Faro, Suido y otras más pequeñas) y una sucesión de cuencas terciarias que se disponen longitudinalmente (Sarria, Monforte, Maceda, Ginzo de Limia y otras menores). Este conjunto de depresiones y elevaciones lleva a considerar su adscripción a un corredor de fallas en dirección. Por otra parte, algunas de las fallas que limitan las cuencas terciarias han sido descritas como fallas en dirección con movimiento lateral izquierdo (del Olmo Sanz, 1985; Martín-González, 2008).

Si se tiene en cuenta la distribución de fallas, elevaciones y cuencas, el mecanismo tectónico más plausible para este corredor es sin duda una zona de cizalla muy distribuida, cuyo sentido de movimiento lateral izquierdo viene dado por el carácter de las fallas cartografiadas, por la curvatura a la derecha de las mismas en el extremo septentrional, así como por la terminación compresiva del corredor en las Montañas del Norte de Portugal (Fig. 3). Se trata, por tanto, de una suerte de «zona de transferencia» entre la rama norte de la Cordillera Cantábrica y los relie-

ves del sur de Galicia-norte de Miño en Portugal.

#### Discusión y conclusiones

El Corredor de Orense contribuye en gran medida al acortamiento de la corteza en el extremo noroeste de la Península, acortamiento debido a la convergencia paleógena acaecida en el límite de placas Iberia (África)-Eurasia. No obstante, la continuación de la convergencia tras la sutura de este límite abre la posibilidad de que parte de la formación del relieve sea debido a la transmisión de la deformación desde el nuevo límite de placas África-Iberia (Eurasia) instalado en el Mioceno Medio-Superior. Esto debe ser así si se tiene en cuenta la distribución de epicentros en la región de Galicia-Miño y la ubicación de los terremotos de la crisis sísmica del interior de Galicia acontecida a finales del siglo pasado. Esta sísmicidad, relativamente importante (López Fernández, 2008), indica una buena transmisión de la deformación a lo largo de la margen atlántica portuguesa, vía los corredores de Régua-Verín y Vilaríça (Vegas *et al.*, 2008). En todo caso, la deformación de edad neógena debe representar la reactivación de estructuras con orientación favorable respecto al nuevo campo de esfuerzos, rotación y emersión de relieves en las terminaciones contractivas, así como aumento del desplazamiento y de la actividad en los segmentos de fallas del interior del Corredor.

Como conclusiones se puede considerar en primer lugar que la definición del Corredor de Orense como una estructura regional completa el marco de la tectónica alpina en el noroeste de la Península. En este sentido, el cuadro tectónico representado en la figura 3 establece un modelo de repartición de la deformación en la terminación occidental de la Cordillera Cantábrica. Parte de esta deformación se amortiza en el Macizo Gallego y sus bordes, mientras que otra parte es transferida hacia el sur a lo largo de dos corredores de fallas en dirección.

Este marco tectónico permite además establecer una zonación geomorfológica regional para Galicia-Miño en un contexto compresivo, así como una referencia tectónica general para explicar la sísmicidad.

#### Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos CI «Topoiberia» CSD 2006-

00041 y Acción Integrada H-P 2008-068. El autor agradece a los revisores Juan Luis Alonso (Universidad de Oviedo) y Juan Ramón Vidal Romaní (Universidad de La Coruña) los comentarios y puntualizaciones para la mejora del manuscrito.

#### Referencias

- De Vicente, G. y Vegas, R., (2009). *Tectonophysics*, doi:10.1016/j.tecto.2008.11.026.
- ECORS Pyrenees Team (1988). *Nature*, 331, 508-511.
- Martín-González, F. (2008). *Geomorphology*, doi: 10. 1016/j. geomorph. 2008.12.008.
- López Fernández, C. (2008). *Serie Nova Terra*, 35.
- Monge Ganuzas, C. (1987). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 11, 51-67.
- Olmo Sanz, A. del (1985). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 10, 83-93.
- Pulgar, J.A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. y ESCIN Group (1996). *Tectonophysics*, 264, 1-19.
- Santanach, P. (1994). *Cuadernos del Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 19, 57-71.
- Vegas, R., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Palomino, R. (2004). *Geo-Temas*, 6, 245-248.
- Vegas, R., Medialdea, T. y Vázquez, J.T. (2008). *Geo-Temas 10*, (ISSN: 1567-5172).