

# El cabalgamiento cenozoico de Boinás (Cordillera Cantábrica, España)

## *The Boinás Cenozoic thrust (Cantabrian Mountains, Spain)*

G. de Vicente <sup>(1)</sup>, S. González-Nistal <sup>(2)</sup>, A. Muñoz-Martín <sup>(1)</sup>, R. Vegas <sup>(1)</sup>, A. Olaiz <sup>(1)</sup>, J. Fernández-Lozano <sup>(1)</sup> y R. de Vicente <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Grupo de Investigación de Tectonofísica Aplicada. Universidad Complutense de Madrid. 28040 – Madrid. gdv@geo.ucm.es

<sup>(2)</sup> Kinbauri España SL. Planta El Valle-Boinás. Begega-Asturias

### ABSTRACT

*The opencast gold mine of Boinás, has allowed to outcrops the contact between the variscan basement and the Cenozoic sediments. It is observable that the contact is a post - Lower Oligocene thrust, with a N40°E trend. From a macrostructural point of view, Boinás thrust spreads along more than 10 km with a constant orientation, a vertical gap that reaches 400 m, and a NW vergence. Northwestwards another Alpine thrust develops (Tineo, Alonso y Pulgar, 2004) with a parallel orientation an opposite vergence. Between both thrusts a tectonic pop-down appears (Narcea Pop-down). The dynamic analysis shows that this structure was activated by a paleostress tensor with an horizontal  $s_1$  trending N139°E, with a stress regime close to uniaxial compression ( $R=0.06$ ). This stress allows the geometrical interchanges between  $s_2$  and  $s_3$ . The outcrop also allows to observe a secondary population of normal faults, that fits to an extensional stress tensor ( $R=0.01$ ) with  $s_3$  trending N146°E, that is coaxial with the main compressive stress tensor. We interpret both fault populations as generated by the tectonic thrust emplacement.*

**Key words:** Thrust, Cenozoic, Cantabrian Mountains, Alpine stress.

Geogaceta, 42 (2007), 7-10

ISSN: 0213683X

### Introducción y marco geológico

La Cordillera Cantábrica (continuación occidental de los Pirineos) es una cadena cenozoica estructurada, en buena parte, sobre la zona más externa del basamento varisco. Al S cabalga sobre la Cuenca del Duero y al N sobre la Cuenca del margen continental cantábrico (Pulgar *et al.*, 2004). Al igual que en todas las cadenas cenozoicas del Centro y Oeste peninsulares, no se aprecian despegues entre la cobertera y el basamento. Pulgar y Alonso (1993) y Alonso *et al.*, (1996) explican los rasgos estructurales mayores de la Cordillera Cantábrica mediante un gran pliegue de flexión de falla asociado a un cabalgamiento de basamento cuyo desplazamiento es menor que la longitud de la rampa (unos 22 km). Aunque la deformación cenozoica ha de ser apreciable, la ausencia de materiales mesozoicos y terciarios en el interior de la cadena, hace difícil su evaluación.

En el NO de la cadena, en la zona próxima al antiforme del Narcea, aparecen una serie de afloramientos inconexos de materiales cenozoicos. Gracias a la explotación minera de Boinás, se ha

puesto de manifiesto el que estos materiales son cabalgados por el basamento varisco. En este trabajo describiremos las características cinemáticas y dinámicas de dicho cabalgamiento (Fig.1A).

La mineralización de El Valle-Boinás se relaciona espacialmente con una intrusión de 305 Ma de edad y de composición cuarzomonzonítica a monzogranito. El granito se emplaza a favor de un anticlinal varisco NE-SO, con las calizas y dolomías de la Formación Láncara en su núcleo y las pelitas y areniscas de la Formación Oville a ambos flancos. La intrusión, al entrar en contacto con la Formación Láncara produce una mineralización de tipo Skarn (Cu-Au). Posteriormente se produce la inyección de diques subvolcánicos de composición mayoritariamente andesítica, aprovechando superficies de fractura anteriores. La formación alpina no produce mineralización, pero sí removiliza parte de la misma.

El material terciario de la hoja 51 (Belmonte de Miranda) (Julivert *et al.*, 1977) fue atribuido al Paleógeno (Peón, 1992) que señaló la presencia de margas y calizas que se corresponderían regionalmente con depósitos de abanicos

aluviales cuyos ápices se encontraban al oeste, en la Sierra del Rañadoiro. Durante la explotación de la Mina de Boinás, se pudieron observar en detalle estos materiales que presentan unos 15 m de potencia: Sobre el sustrato varisco, la sedimentación comienza con unas margas verdes de 1.5 m de potencia seguidas por 2 m de calizas blancas, 7 m cubiertos (¿Margas?), 2 m de calizas, 20 cm de margas terminando de nuevo en 2 m de calizas blancas. El nivel inferior de 2 margas presenta fauna de cocodrilos, roedores y anfibios. Su datación se realizó con un theridomorpha entre MP17 y MP22 (Eoceno Superior-Oligoceno Inferior) (Álvarez-Sierra y Daams, 1995, com. pers.).

### Descripción macroestructural

Los sedimentos aparecen cabalgados por las formaciones Láncara y Oville mediante una falla de bajo buzamiento (30°-40°) que genera una roca de falla de unos 10 cm de potencia (Fig.1B), en la que se desarrollan brechas y harinas de falla bandeadas ligeramente oblicuas al plano principal, que denotan su carácter inverso (Fig. 1C). Dado el tipo de facies cenozoicas del bloque de muro, y que el

Cabalgamiento de Boinás sigue las alineaciones montañosas de las Sierras de la Manteca y Begega, el salto vertical ha de superar los 400 m. El Cabalgamiento se nuclea en el flanco E de un gran anticlinal varisco con la misma dirección (Fig. 1D).

En un contexto más regional, el cabalgamiento de Boinás es subparalelo, pero de vergencia contraria al de Tineo, cartografiado por Pulgar *et al.*, 2004 (Fig. 2A, B), que es un antiguo cabal-

gamiento varisco reactivado en el cenozoico y que cobija también pequeños afloramientos terciarios en el bloque de muro. Las cotas respectivas de estos materiales y los de la Sierra de Tineo (alargada según el cabalgamiento en el bloque de techo), permiten estimar su salto vertical en más de 350 m. Esta disposición estructural, permite definir un pop-down (del Narcea, Fig. 2B) alpino, muy incidido por la red de drenaje cuaternaria.

**Análisis de Paleoesfuerzos**

Para realizar un análisis del tipo de esfuerzos asociados al cabalgamiento, se midieron un total de 38 pares de falla-estría con sentido de movimiento en los materiales terciarios del bloque de muro, o en su contacto con las formaciones cabalgantes. El 73% de los datos se ajusta bien (errores, slip=16.6° y principal=22.6°) (Reches *et al.*, 1992) a una compresión uniaxial (R=0.06) se-

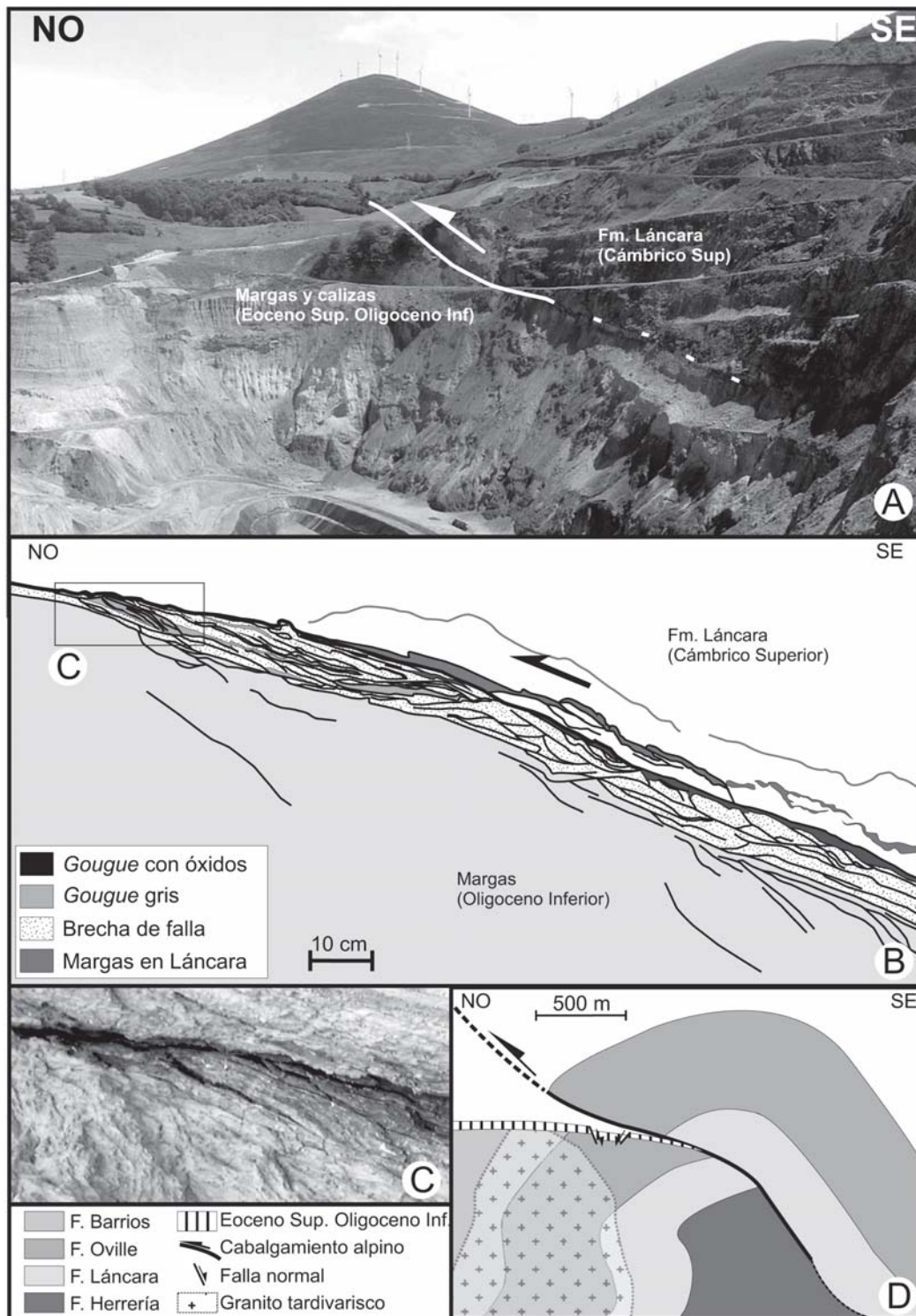


Fig. 1.- A) Vista panorámica de la mina de Boinás, en la que se observa cómo la Formación Lánacara cabalga sobre los depósitos terciarios. B) Esquema de la roca de falla del cabalgamiento, en el que se puede inferir el sentido de movimiento. C) detalle de la roca de falla. D) Corte esquemático con la misma orientación que la panorámica anterior.

Fig. 1.- A) Panoramic view from Boinás mine. It is observed how the Lánacara Formation thrusts over the Tertiary deposits. B) Scheme of the fault rock zone in the thrust, from where it is possible to infer the displacement direction. C) Zoom of the fault rock. D) Schematic cross section with the same orientation than in the previous panoramic.



gún N139°E (Fig.2C), que incluye el dato del cabalgamiento principal de Boinás (40°/130°/90°). Las posiciones de  $s_2$  y  $s_3$  aparecen inclinadas debido a que, para el valor de R determinado, sólo puede fijarse la de  $s_1$  (intercambio entre  $s_2$  y  $s_3$ ). Del resto de la población de fallas, el 21% del total se ajusta

(slip=16.6°, principal=41°) a una extensión próxima a uniaxial ( $R=0.8$ ) en una dirección N146°E. En este caso es  $s_3$  el eje bien localizado, mientras que  $s_1$  y  $s_2$  muestran también inmersiones «aparentes» (Fig.2D).

Cabe señalar que estos dos tensores coaxiales son dinámicamente

incompatibles (compresión y extensión en la misma dirección), pero cinemáticamente consistentes (transporte tectónico hacia el NO): El arrastre en las proximidades del cabalgamiento puede producir extensiones locales en el extradós de los pliegues (Fig.1.D). No pensamos, por lo tanto,

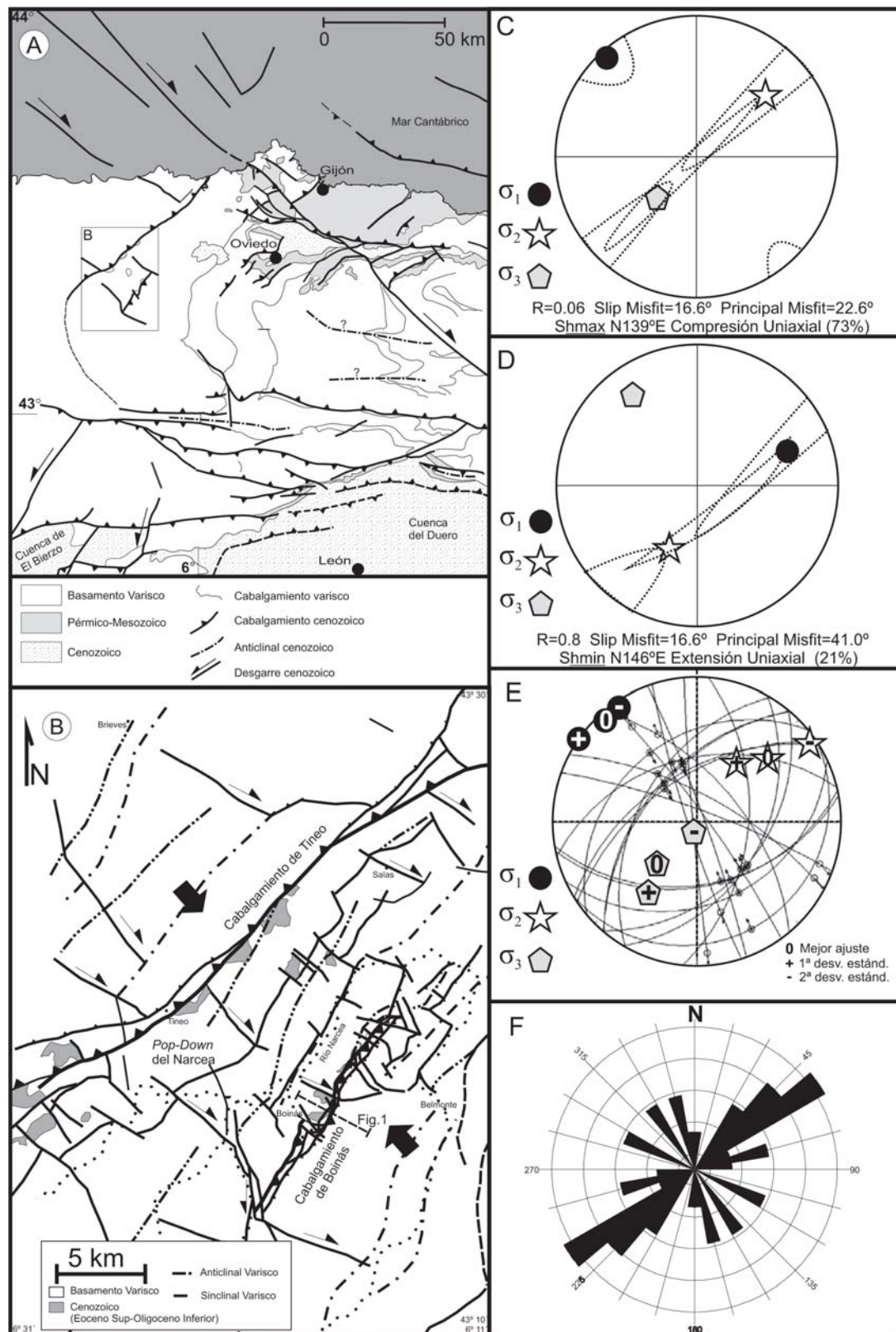


Fig. 2.- A) Esquema tectónico de la zona occidental de la Cordillera Cantábrica (modificado de Pulgar, 2004). B) Esquema tectónico de las proximidades de la mina de Boinás. C) proyección estereográfica de los ejes principales de esfuerzos para la población mayoritaria (en punteado se representa la dispersión de las orientaciones). D) Proyección estereográfica de los ejes principales de esfuerzos para la población minoritaria (en punteado se representa la dispersión de las orientaciones). E) Proyección estereográfica de los pares falla-estría para la solución principal. F) Rosa de direcciones de los planos de falla activados por E).

Fig. 2.- A) Tectonic map of the western zone of the Cantabrian Mountain (modified from Pulgar, 2004). B) Tectonic sketch around the Boinás mine. C) Stereoplot (lower hemisphere, equal angle) of the principal axes of the inverted tensors for the main solution (dashed line represents the dispersion). D) Stereoplot (lower hemisphere, equal angle) of the principal axes of the inverted tensors for the smallest population (dashed line represents the dispersion). E) Stereoplot (lower hemisphere, equal angle) of the inverted nodal planes, and location of principal stress axes at the first and second deviation levels (compressive solution). F) Rose diagram of the explained nodal planes (compressive solution).

que se trate de dos «fases tectónicas» diferentes. El buen ajuste de la solución compresiva (Fig. 2E), permite constreñir bien las orientaciones de las fallas activadas por este tensor (Fig. 2F): Fallas inversas  $N45^{\circ}E \pm 15^{\circ}$ , desgarres lateral derechos NNO y lateral izquierdos ONO.

### Conclusiones

El cabalgamiento de Boinás es una macroestructura de orientación N40E, vergencia hacia el NO y más de 10 km de extensión longitudinal que hace cabalgar a la Fm Láncara sobre sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno inferior con un salto vertical de más de 350 m. El análisis de 38 pares de datos plano de falla / estría (con sentido de movimiento) a lo largo del cabalgamiento y de los materiales cenozoicos cabalgados, ha permitido calcular los esfuerzos responsables de dicha macroestructura. Los resultados indican

que el cabalgamiento fue activado por un régimen de esfuerzos cenozoico con  $\sigma_1$  horizontal según N139°E y próximo a compresión uniaxial ( $R=0.8$ ), con posibles intercambios de ejes entre  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , dadas sus magnitudes parecidas. También se ha calculado un tensor secundario de tipo extensional, y coaxial con el primario, que desarrolla fallas normales de escasa magnitud en el extradós del pliegue asociado al cabalgamiento principal. Ambos tensores estarían asociados, pues al mismo proceso de emplazamiento del cabalgamiento.

### Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos: Consolider Ingenio 2006 «Topo Iberia» CSD2006-00041, Plan nacional de I+D CGL2006-13926-C02-01-02 «Topo Iberia Foreland». Estos proyectos forman parte de la contribución española al Eurocores, TOPO-EUROPE.

### Referencias

- Alonso, J.L. y Pulgar, J.A. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.). SGE-IGME, Madrid, 332-343.
- Alonso, J.L., Pulgar J.A., García-Ramos, J.C. y Barba, P. (1996). En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.). Cambridge University Press, 214-227.
- Julivert, M., Marcos, A. y Pulgar, J.A. (1977). *Mapa Geológico de España 1:50000, hoja N° 51 (Belmonte de Miranda)*, IGME.
- Peón, A. (1992). *Evolución morfogenética del relieve de Asturias*. Tesis Doctoral. Univ. de Oviedo, 217 p.
- Pulgar, J.A. y Alonso J.L. (1993). En: *XV Reunión Xeología y Minería de la Península*, Laboratorio Xeológico Laxe. Resúmenes, 68-69.
- Reches, Z., Baer, G. y Hatzor, Y. (1992). *Journal Geophysical Research*, 97 (B9), 12481- 12493.