

La deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica

J. A. Pulgar, J. L. Alonso, R. G. Espina¹ y J. A. Marín²

*Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, c/ Arias de Velasco s/n, 33005, Oviedo.
pulgar@asturias.geol.uniovi.es*

¹ *Actualmente, Sociedad Española de Talcos, c/ Herminio Rodríguez s/n, 24850 Boñar, León.*

² *Actualmente, Outokumpu Minera Española, c/ Agustín de Foxá, 25, 6.º B, 28036 Madrid*

Recibido el 26 de noviembre de 1998.

Aceptado el manuscrito revisado el 18 de enero de 1999.

Resumen: Las relaciones estructurales entre el basamento varisco y la cobertera permo-mesozoica en torno a la Zona Cantábrica muestran que ambos se deformaron solidariamente durante la deformación alpina, que produjo dos efectos en el basamento: levantamiento y deformación interna. Además de su levantamiento, la deformación alpina del basamento consistió esencialmente en la reactivación de estructuras prealpinas: reapretamiento de los pliegues variscos, dando lugar a la verticalización y rejuego por deslizamiento flexural de algunos cabalgamientos variscos plegados, e inversión tectónica de las fallas extensionales que dieron lugar a las cuencas mesozoicas. En áreas donde el basamento es mayoritariamente pizarroso, de naturaleza incompetente, la cobertera desarrolla sus propias estructuras, que consisten en pliegues "buckling", mientras el basamento adopta un carácter pasivo. La deformación alpina conlleva una apreciable modificación de la estructura herciniana en algunos sectores, con rotaciones de los cabalgamientos variscos que pueden superar los 30°, aunque normalmente no pasan de los 15°. El acortamiento alpino en el basamento se encuentra irregularmente distribuido, con un valor en torno a un 20% en la mayor parte de la cordillera; este valor es ampliamente sobrepasado en el frente o borde sur de la misma, debido al desarrollo de un gran pliegue de propagación del cabalgamiento basal alpino, y en la proximidad de las fallas normales invertidas (Ubierna, Llanera) por el efecto de contrafuerte.

Palabras clave: deformación alpina, relaciones basamento-cobertera, Cordillera Cantábrica, inversión tectónica.

Abstract: The structural relationships between the Variscan basement and the Permo-Mesozoic cover around the Cantabrian Zone show that they were jointly deformed during the Alpine deformation. The Variscan basement was uplifted and internally deformed; this internal deformation usually caused reactivation of earlier structures. Thus, Variscan folds were tightened, giving rise to steepening and reactivation of previously folded Variscan thrusts, as a result of flexural-slip mechanisms. Moreover, normal faults related to the development of Permo-Mesozoic basins were inverted. Wherein the basement is mostly shaly, the Permo-Mesozoic cover developed its own structures, mainly buckle folds, whereas the basement played a passive role. In the basement, the amount of shortening during Alpine deformation was around 20% in most areas. This value is greater in the forelimb of a large-scale fault-propagation fold developed in the mountain front, and also close to the inverted normal faults, as a result of buttressing. The Alpine deformation implies a remarkable modification of the Variscan structure in some places, giving rise up to 30° of dip increase for the Variscan thrusts.

Key words: Alpine deformation, cover-basement relationships, Cantabrian Mountains, inversion tectonics.

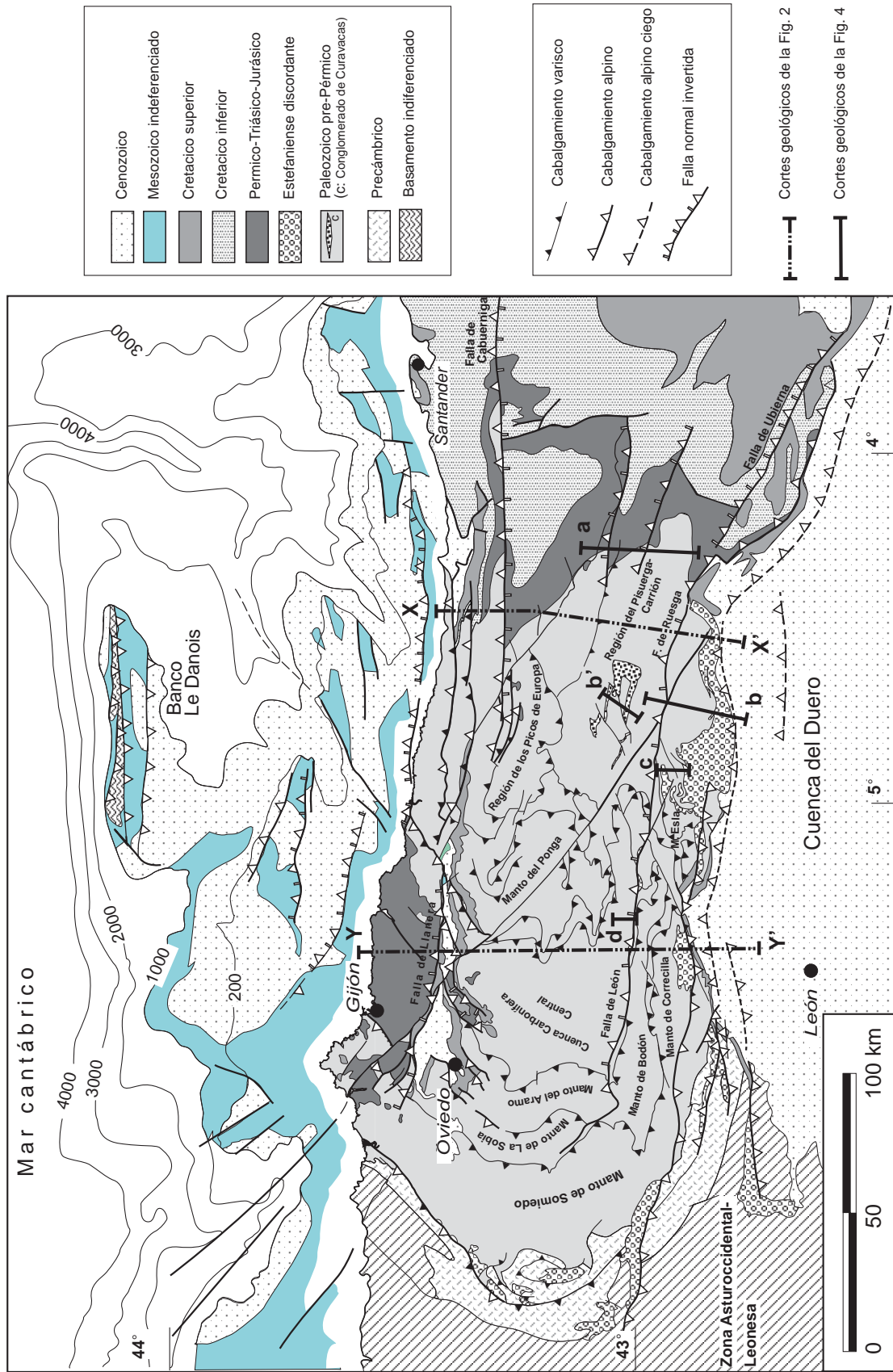


Fig. 1. Mapa geológico de la Zona Cantábrica, donde se muestran los principales cabalgamientos variscos, las fallas mesozoicas extensionales, los cabalgamientos alpinos y la localización de los cortes geológicos de las Figs. 2 y 4.

La Cordillera Cantábrica es una cordillera alpina constituida, en su sector central (provincias de Asturias, León y Palencia), por un basamento varisco que pertenece a la zona más externa del Macizo Ibérico, denominada Zona Cantábrica (Lotze, 1945). Este basamento ha sido elevado durante la deformación alpina sobre dos cuencas terciarias sinorogénicas: la Cuenca del Duero, al Sur, y la cuenca del margen continental cantábrico, al N. Otra cuenca terciaria de menor extensión, la de Oviedo, se sitúa entre ambas (Figs. 1 y 2). Las cuencas del Duero y Oviedo están relacionadas con estructuras alpinas vergentes al Sur, mientras las cuencas terciarias situadas en el dominio marino, están relacionadas con estructuras alpinas de vergencia principalmente al Norte, cuya prolongación oriental lo constituyen las estructuras más septentrionales de la Zona Vasco-Cantábrica y Zona Norpirenaica, con esta misma vergencia. Al Sur, la Cordillera Cantábrica representa la prolongación occidental de la Zona Surpirenaica; no obstante, en contraste con la tectónica de despegue desarrollada en la Zona Surpirenaica, en la Cordillera Cantábrica el basamento varisco y su cobertera mesozoica se deformaron solidariamente durante la deformación alpina.

La historia geológica post-varisca de la región comienza por un primer episodio extensional que dio lugar al desarrollo de las cuencas permo-triásicas y que culmina con las cuencas de plataforma del Jurásico. Una segunda etapa extensional tuvo lugar durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, en relación con la apertura del Golfo de Vizcaya, dando lugar a la formación de las principales cuencas mesozoicas, que permanecen estables a partir del Albense hasta la inversión tectónica que se produce durante el Terciario.

El primer modelo general sobre el significado estructural y el origen del relieve cantábrico en la transversal asturiana ha sido propuesto por Pulgar y Alonso (1993) y Alonso et al. (1996) (Fig. 2). En este modelo, el levantamiento del basamento y los rasgos estructurales mayores de la Cordillera Cantábrica se explican mediante un gran pliegue de flexión de falla ("fault-bend fold model", Suppe, 1983) asociado a un cabalgamiento de basamento cuyo desplazamiento es menor que la longitud de la rampa (Fig. 2). El buzamiento de la cobertera

mesozoica en la vertiente norte de la cordillera (culminación dorsal de Butler, 1982) nos da una predicción del ángulo de la rampa y la longitud de la culminación nos permite estimar el desplazamiento en unos 22 km. La existencia de este cabalgamiento de basamento ha sido confirmada por la sísmica de reflexión profunda realizada a través de la transición entre la Cordillera Cantábrica y la Cuenca del Duero (Pulgar et al., 1996, 1997).

En el frente sur de la cordillera, este gran cabalgamiento no se observa generalmente en superficie, debido al desarrollo de un pliegue de propagación de falla en la parte superior de la rampa (Fig. 3B; sólo en un sector en torno al río Cea se puede observar un cabalgamiento, con un desplazamiento de hasta 7 km fosilizado por el Terciario más superior (Alonso et al., 1994) (Fig. 3B, corte II-II'). Así, se considera que el desplazamiento estimado de 22 km se encuentra consumido por el pliegue frontal de propagación de falla y por el acortamiento longitudinal de la lámina cabalgante. La existencia de un importante acortamiento longitudinal dentro del bloque superior, que implica el modelo propuesto, conlleva la existencia de una apreciable deformación alpina en el basamento varisco; como veremos a continuación, esta deformación está atestiguada por las relaciones estructurales entre el basamento paleozoico y la cobertera adyacente que bordea la Zona Cantábrica.

El principal objetivo de este trabajo consiste en determinar el efecto de las deformaciones alpinas sobre la estructura varisca previa, es decir el componente alpino en la estructuración del basamento, así como el control de la anisotropía varisca en las estructuración alpina. Para ello, se describirán las relaciones basamento varisco-cobertera permomesozoica en torno a la Zona Cantábrica; dentro del basamento, también se utilizará como referencia un clivaje que corta las estructuras variscas (Savage, 1967; Aller, 1981; Alonso, 1987; Marín, 1997) y que muestra un grado de deformación similar a la cobertera. A pesar de ser la Cordillera Cantábrica una de las más relevantes de la Península Ibérica, el papel de la deformación alpina en el basamento varisco de la Zona Cantábrica apenas ha sido objeto de atención hasta el momento; salvo estudios de interés muy local (Pello, 1967; Tosal, 1968; Julivert et al., 1971), no se han abor-

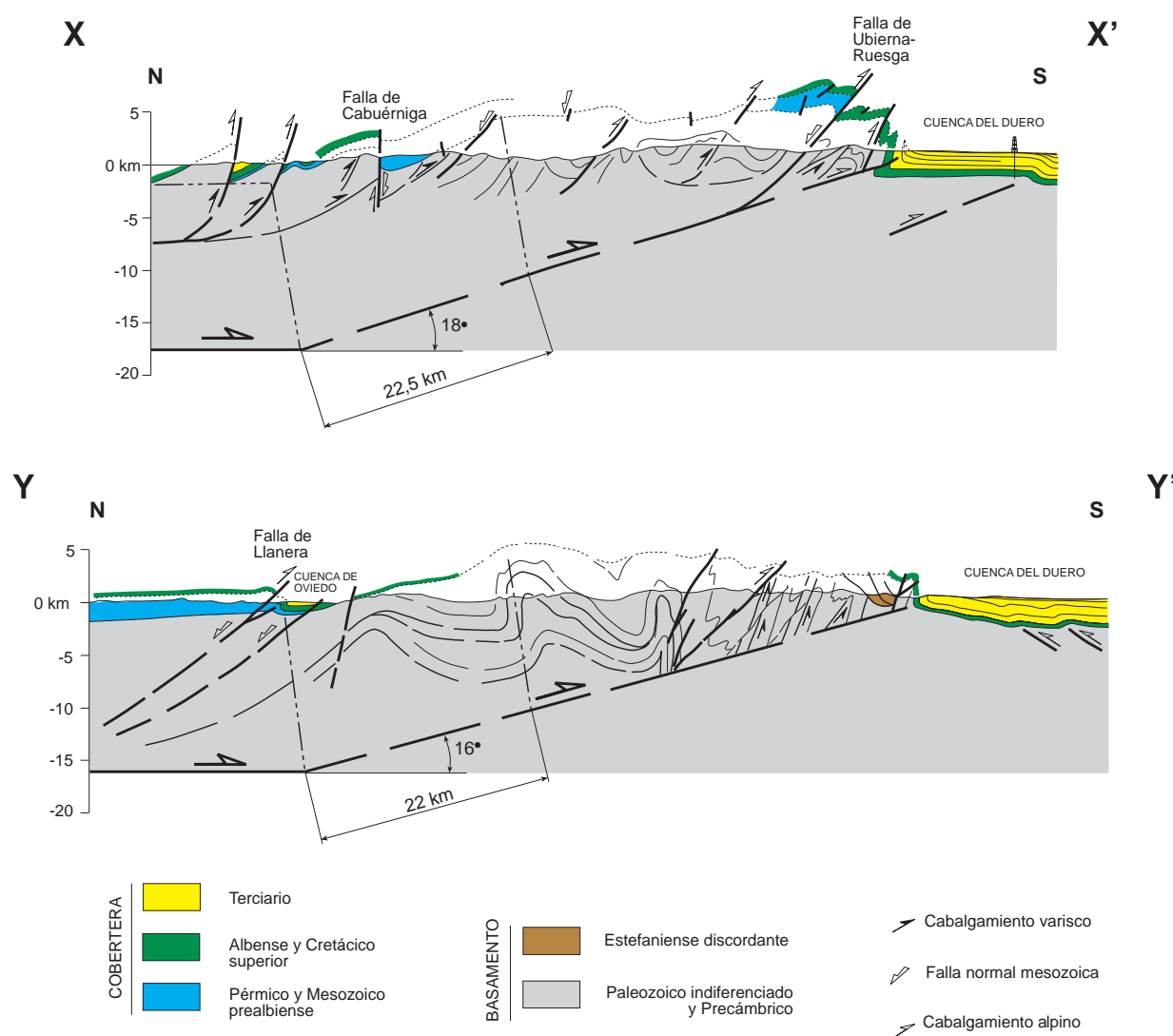


Fig. 2. Cortes geológicos a través del sector central de la Cordillera Cantábrica. Situación en la Fig. 1. (Modificado de Alonso et al., 1996).

dado de un modo global los efectos de la deformación alpina en la reactivación y modificación de las estructuras variscas, aspecto que se intenta cubrir en este trabajo.

La deformación alpina en el basamento varisco

En la Zona Cantábrica, la deformación alpina actuó sobre un basamento varisco muy heterogéneo y anisótropo, con fuertes variaciones litológicas y una red de cabalgamientos y pliegues con orientaciones diversas, que dibujan el denominado Arco Astúrico (Fig. 1). Como veremos, esta estructura-

ción previa controla la disposición y desarrollo de las estructuras alpinas. La distribución cartográfica del Paleozoico, Mesozoico y Terciario en la Cordillera Cantábrica puede observarse en la Fig. 1 y la estructura alpina puede leerse en los cortes de las Figs. 2 y 3; en estas figuras se indica la naturaleza de las fallas alpinas, muchas de las cuales representan la reactivación de cabalgamientos variscos o la inversión de fallas normales mesozoicas. Por otro lado, la posición estructural dentro del bloque superior del cabalgamiento mayor que levanta la cordillera es el otro factor determinante en el desarrollo de las estructuras alpinas y, consecuentemen-

te, en el grado de modificación de las estructuras previas. En efecto, el basamento muestra una deformación interna variable que nos permite distinguir varios dominios estructurales.

En primer lugar se va a hacer una descripción de la estructura superficial por dominios y más tarde se insertará esta información en un contexto más amplio representado por el corte global de la cordillera.

Dominio septentrional

En el sector septentrional de la Zona Cantábrica, la deformación alpina del basamento adquirió mayor relevancia en la parte oriental que en la occidental. En la parte nororiental (Figs. 1 y 2), la reactivación alpina de los cabalgamientos variscos (Tosal, 1968) alcanza unos 5 Kms de acortamiento (Espina, 1997), y dió lugar a una rotación de bloques que puede atribuirse a la geometría lítrica de las superficies de cabalgamiento. Si restauramos la cobertera mesozoica a la posición horizontal, los cabalgamientos variscos, ahora con un buzamiento en torno a 75°, muestran una inclinación previa de unos 30 a 40°.

En la parte noroccidental la estructura alpina más importante es la Falla de Llanera (Figs. 2 y 3A), que muestra un importante juego normal relacionado con los procesos extensionales mesozoicos; este juego está atestiguado por la conservación de la sucesión permo-jurásica en su labio norte, mientras al Sur de la misma las capas del Cretácico inferior se apoyan directamente sobre el basamento varisco (Almela y Ríos, 1962); la inversión tectónica de esta falla produjo esencialmente la elevación del bloque superior, cuya erosión dió lugar a una cuña clástica representada por la Cuenca terciaria de Oviedo. (Fig. 3A). En el bloque superior, el Mesozoico presenta generalmente una disposición subhorizontal, con buzamientos suaves excepto en las proximidades de la falla en donde aparece una banda de cabalgamientos y pliegues apretados vergentes al S, denominada franja móvil intermedia (Ramírez del Pozo, 1969), cuyo desarrollo puede atribuirse al efecto de contrafuerte (*butressing*, p.e. Welbon, 1988; Butler, 1989; De Graciansky et al., 1989) ejercido por la falla normal.

En el extremo oriental de la Falla de Llanera (fallas de Arriendas y Fuentes de Julivert et al., 1971), las

formaciones paleozoicas muestran en el mapa geológico un desplazamiento dextrógiro en relación con dicha falla, lo que ha llevado a considerar dichas fallas como desgarres hercinianos reactivados posteriormente como fallas inversas (Pello, 1967, Julivert et al., op. cit.); no obstante, dicho desplazamiento dextrógiro puede interpretarse como un desplazamiento aparente en relación con el movimiento inverso de la falla por lo que, a falta de información sobre la disposición de las estrías, no se han aportado evidencias de que sea una falla de desgarre varisca.

En algunas áreas de este sector noroccidental, situadas tanto al Norte como al Sur de la Falla de Llanera, algunos cabalgamientos hercinianos también han sido reactivados, a pesar de que aquí son bastante oblicuos al rumbo general de las estructuras alpinas, como por ejemplo del cabalgamiento de Laviana (cabalgamiento basal de la Cuenca Carbonífera Central) en la zona de Infiesto-Sueve (Pello, op. cit.), el del Naranco en las proximidades de Oviedo (Fig. 3A), y el que alcanza la costa en las proximidades del Cabo Torres, al O de Gijón (Falla de Veriña de Julivert et al., op. cit.); al Sur de Pola de Siero también aparece una fosa tectónica con materiales pérmicos que sigue las directrices variscas; esta fosa ha sido posteriormente invertida, con cobijamiento de la sucesión terciaria en el área de Carbayín (Fig. 3A). Si restauramos el mesozoico de este sector noroccidental a su posición horizontal, por ejemplo deshaciendo los 15° de buzamiento medio de la sucesión cretácica en la cuenca de Oviedo, al Sur de la Falla de Llanera, los cabalgamientos hercinianos siguen manteniendo una disposición similar a la actual, subvertical o ligeramente invertida.

Una de las estructuras alpinas más importantes de este sector septentrional es la Falla de Ventaniella (Julivert, 1960), la cual se prolonga hacia el sur a través de toda la Zona Cantábrica. Un desplazamiento inverso oblicuo, de carácter dextrógiro con elevación del bloque N, es suficiente para explicar los desplazamientos aparentes de las diversas unidades estratigráficas, ya sean paleozoicas o mesozoicas, en relación con esta falla (véanse las consecuencias cartográficas de la falla en el área situada al N de Avilés y en el Sinclinal de Valdósín-Zalambra en la Región del Ponga). No obstante, el para-

lismo de esta falla con otras situadas más al N que delimitan cuencas pérmicas (Fallas de Manzaneda y Candás en Lepvrier y Martínez García, 1990), puede indicar una actividad previa relacionada con la formación de la cuenca permo-mesozoica asturiana.

Dominio central

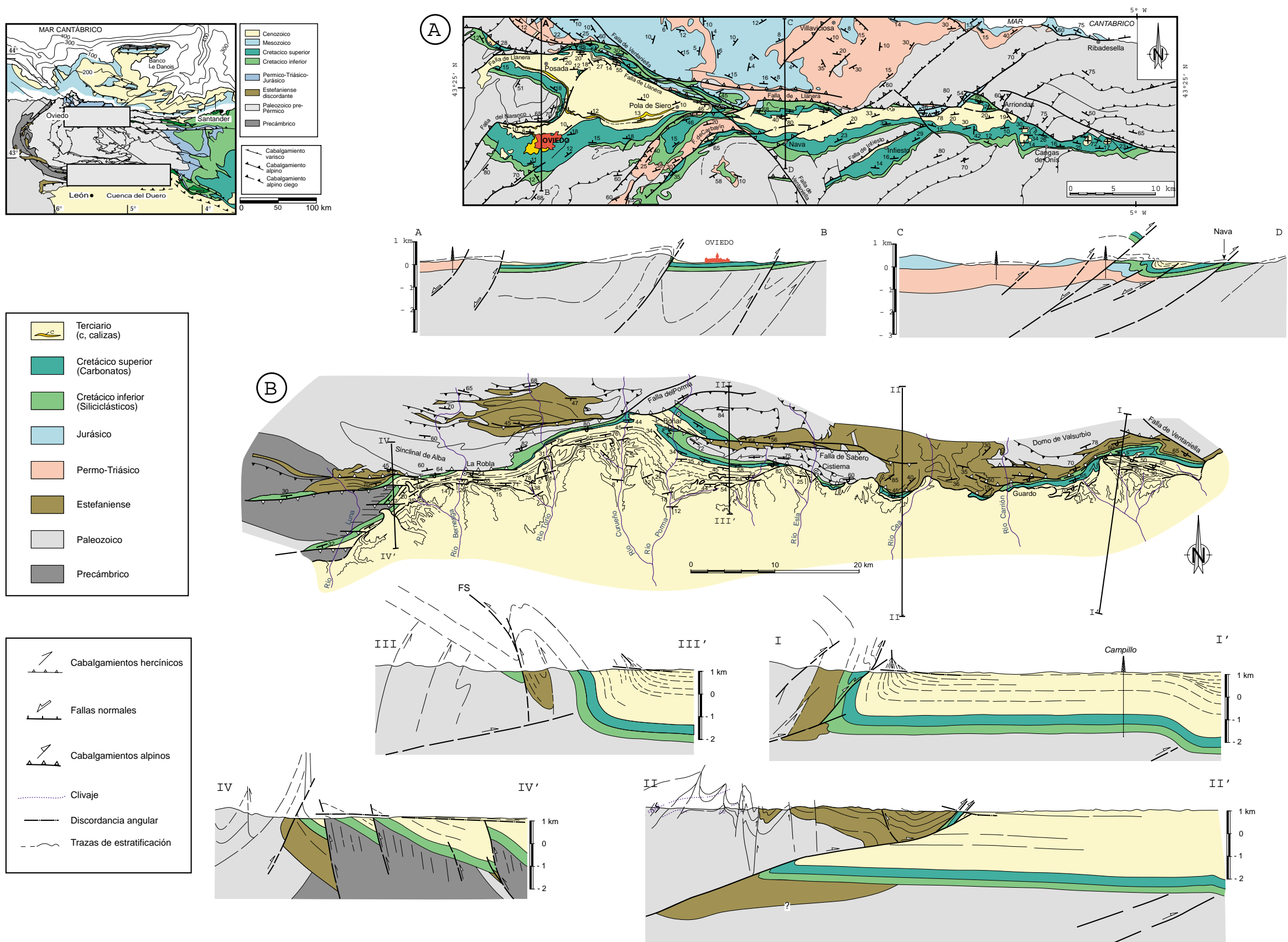
La evaluación de los efectos de la deformación alpina en el sector central de la Zona Cantábrica (Al Sur de la Cuenca de Oviedo y de la Falla de Cabuérniga) (Figs. 1 y 2), resulta más arriesgada, ya que en este sector apenas se conservan retazos de cobertera permo-mesozoica que sirvan de referencia para determinar dicha deformación. Únicamente pueden observarse las relaciones basamento-cobertera en el borde oriental de la Zona Cantábrica en donde que se presentan varias fallas normales permo-mesozoicas, algunas de ellas invertidas durante la deformación alpina (Espina, 1997); también se forman pliegues relacionados con dicha deformación (Fig. 2). La cobertera muestra una disposición subhorizontal para la envolvente de estos pliegues alpinos, que implican un acortamiento de unos 10 km para este sector central, comprendido entre la falla de Cabuérniga y la falla de Ubierna (Espina, op. cit). Esta última se prolonga hacia el O en el basamento con el nombre de falla de Ruesga (Kanis, 1956), la cual probablemente representa asimismo la prolongación de la denominada Línea o Falla de León (De Sitter, 1962; Marcos, 1968; Pulgar, 1973; Lobato, 1977) (Fig.1). La Falla de Ubierna actuó como falla normal en el Jurásico superior, con un desplazamiento de unos 3 Km, y se invirtió en el Terciario con un desplazamiento inverso de aproximadamente la misma magnitud (Espina et al., 1996a).

Salvo la Falla de Ubierna-León, límite Sur de este dominio central y tradicionalmente considerada una fractura de origen varisco, en este borde oriental no han podido reconocerse otras estructuras variscas reactivadas; el basamento paleozoico es aquí mayoritariamente pizarroso, mecánicamente incompetente si lo comparamos con la sucesión de areniscas y conglomerados triásicos y, por tanto, probablemente jugó un papel pasivo durante la deformación alpina.

Dominio meridional

Los afloramientos mesozoicos situados al sur del dominio anterior están limitados por una delgada banda de rocas cretácicas verticales o invertidas, que bordean por el sur el macizo paleozoico (Fig. 3B). Esta banda representa el flanco inverso de un sinclinal que constituye generalmente la estructura del borde N de la cuenca del Duero al Sur de la Zona Cantábrica; este sinclinal, interpretado en Alonso et al. (1994) como un pliegue de propagación del cabalgamiento mayor que genera la cordillera (Fig. 2), puede leerse en los mapas geológicos del borde NW de dicha cuenca (Fig. 3B). Tal como se indicó en la introducción, el cabalgamiento mayor que produce el levantamiento de la cordillera, únicamente muestra una presencia destacable en el sector central del borde sur de la cordillera, en torno al río Cea, en donde el cabalgamiento alcanza su máximo desplazamiento (en torno a 7 Km.), amortiguándose hacia el E y W, en donde es relevado gradualmente por el pliegue de propagación de falla (ver cortes en la Fig. 3B). Incluso en la parte central de este sector el cabalgamiento debió cortar un pliegue de propagación de falla incipiente, cuyo flanco delantero se conserva en el bloque cabalgante y presenta un grado de inversión mucho mayor (entre 45 y 65°) que en el resto del borde sur de la cordillera, en donde oscila desde una posición normal a subvertical ligeramente invertida. El cabalgamiento mayor no llega a aflorar en superficie, al estar recubierto por los depósitos terciarios más modernos, pero es bien visible en diversas líneas sísmicas, particularmente en la que discurre a lo largo del Río Cea. En el mapa geológico, la continuidad de los materiales mesozoicos sólo está localmente interrumpida por algunas fallas inversas de dirección WNW (Figs. 3B) e inclinadas al NE con menor buzamiento que la estratificación; estas fallas estiran las capas y por tanto omiten serie (ver cortes de la Fig. 3B); afectan tanto a los materiales mesozoicos como a los paleozoicos y terciarios, pudiendo considerarse "splay faults" del cabalgamiento mayor.

En la zona de Boñar la estructura adquiere alguna complicación adicional (Fig. 3B): se desarrolla un par de pliegues asociados a una fractura (Falla de



Sabero), la cual puede interpretarse como un retrocabalgamiento rotado por cizalla simple en relación con la falla mayor que causa el levantamiento de la cordillera; esta estructura muestra una geometría similar a los retrocabalgamientos obtenidos en trabajos experimentales o en ejemplos naturales (Serra, 1977; Liu et al., 1992; Teixell, 1992). En este sector la rotación de las formaciones mesozoicas y terciarias es menor, quizás porque el desplazamiento se consumió en gran parte por el retrocabalgamiento.

Las relaciones estructurales entre los materiales paleozoicos y mesozoicos en este borde Sur de la cordillera pueden observarse en el mapa y cortes de la Fig. 3B. Si restauramos la cobertera a su posición horizontal, en el sector N del corte III-III', los cabalgamientos hercinianos, ahora fuertemente invertidos, adquieren una posición subvertical o con ligera inversión. También resulta ilustrativo un corte realizado en el ángulo NO de la cuenca del Duero, junto a los materiales precámbricos del antiforme del Narcea (Fig. 3B, corte IV-IV'); en este borde se observa un moderado basculamiento de la cobertera y también el truncamiento de la misma por cabalgamientos hercinianos reactivados; la restauración de la cobertera a su posición horizontal, en este área, muestra que los cabalgamientos variscos estaban inicialmente inclinados hacia el Sur, y fueron rotados durante la deformación alpina hasta adquirir la posición subvertical que presentan actualmente. La posición subvertical de los cabalgamientos, en este caso, permite atribuir su reactivación al deslizamiento flexural asociado a la rotación alpina de las formaciones paleozoicas.

La influencia del basamento en el desarrollo del pliegue de propagación de falla del borde Sur de la cordillera ha sido discutida en Alonso et al. (1994). Así, su escaso desarrollo en el valle del Cea, ha sido atribuido a la propagación del cabalgamiento alpino a lo largo del flanco S del Sinclinal de Valde-rueda, inicialmente inclinado al N, lo que debió favorecer dicha propagación, haciendo innecesario el desarrollo de un pliegue de propagación de falla, a diferencia de los sectores contiguos, en donde el cabalgamiento alpino tuvo que propagarse a través de la anisotropía previa.

El clivaje como superficie de referencia para determinar la deformación alpina.

En áreas centrales de la Cordillera Cantábrica no existe cobertera mesozoica que sirva de referencia para determinar la deformación alpina, al haber sido erosionada. No obstante, la deformación alpina en este sector puede estimarse tomando como referencia la deformación de un clivaje que corta las estructuras variscas del basamento (Fig. 4); este clivaje se presenta en el sector centro-meridional del arco cantábrico (Fig. 1) y su significado ha sido motivo de fuerte controversia, con interpretaciones muy diversas: considerado como de origen diagenético por pérdida de agua (Lobato, 1977), relacionado con el emplazamiento de los mantos variscos más tardíos (Rodríguez Fernández y Heredia, 1987), generado por relajación de esfuerzos compresivos en relación con un hipotético colapso gravitacional tardivarisco (Aller, 1981) o atribuido a colapso gravitacional en una pendiente inestable (Savage, 1976; Van der Pluijm et al., 1986). Si comparamos la traza del clivaje en los cortes N-S (Fig. 4) con la traza de las capas de la cobertera situadas al E de dichos cortes, llama la atención el similar grado de deformación que presentan ambas. En nuestra opinión, la disposición subhorizontal que presenta el clivaje, su asociación espacial con un metamorfismo de alta temperatura y baja presión (Aller y Brime, 1983; Raven y Van der Pluijm, 1986; Marín, 1997), con gradientes geotérmicos por encima de los normales, el carácter subvolcánico y origen infracortical o mantélico de los cuerpos intrusivos relacionados con dicho metamorfismo (Loeschke, 1982), y la edad pérmica de dichos cuerpos intrusivos (276 ± 1 Ma para el "stock" de Peña Prieta, según Gallastegui et al., 1992), a los cuales corta en ocasiones el clivaje (Marín, op cit), permiten asociar dicho clivaje a la etapa de rifting pérmico propuesta por Martínez García (1982, 1983). Esta etapa extensional inicia el desarrollo de las cuencas de la cobertera y tiene lugar bajo una fuerte influencia térmica, con desarrollo de vulcanismo (Prado, 1972, Martínez García y Tejerina, 1985) y mineralizaciones (Martínez García, 1981; Martínez García et al, 1991; Luque et al, 1991; Gutiérrez Claverol et al. 1991), a diferencia de la etapa extensional posterior, durante el Jurásico superior-Cretácico inferior, y la compre-

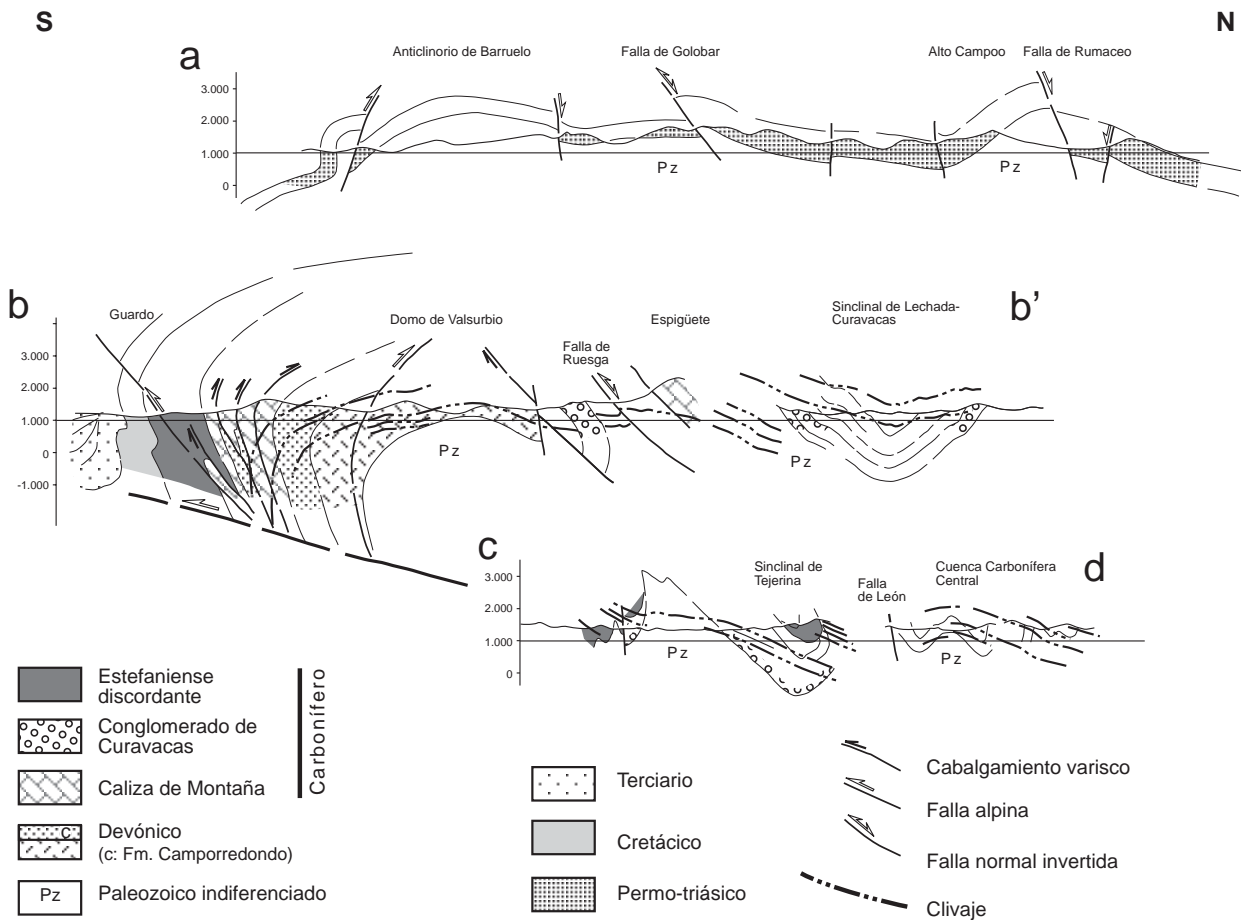


Fig. 4. Estructura de los materiales permo-triásicos en el borde oriental de la Zona Cantábrica (corte **a**) y disposición del clivaje en el basamento paleozoico de la Zona Cantábrica (cortes **b**, **b'**, **c** y **d**). Situación de los cortes en la Fig. 1. Corte **a**, según Espina (1997); corte construido utilizando datos de Marín (1997), y Savage (1967). Cortes **c** y **d** según Alonso (1987) y Aller (1986), respectivamente.

sión alpina subsiguiente, que tienen lugar en condiciones más frías y frágiles. Metamorfismo, cuerpos intrusivos, volcanismo y mineralizaciones encajan fácilmente en un contexto de extensión litosférica y, junto al clivaje ligado al metamorfismo, pueden considerarse por tanto fenómenos singenéticos asociados a dicha extensión pérmica. La geoquímica de la actividad ígnea de la Zona del Pisuerga-Carrión siempre se ha intentado encajar en un contexto tectónico tardivarisco para la parte más externa del orógeno (Corretgé y Suárez, 1990); de este modo, las dificultades para encontrar fallas profundas que permitan ascender material infracortical o mantélico en un antepaís con tectónica varisca de tipo “thin-skinned” son evidentes, por lo que las propuestas se han dirigido a tectónicas de desgarre (Gallastegui et al., 1990) o transtensión (Raven y Van der Pluijm, 1986).

Las relaciones geométricas entre el clivaje y los pliegues variscos de Lechada y Valsurbio, a los que corta y, sin embargo, se encuentra plegado por ellos (Fig. 4), indica que la deformación del clivaje es atribuible al reapretamiento de dichos pliegues variscos. Consideramos que este reapretamiento ocurrió durante el acortamiento alpino. El mayor grado de deformación del clivaje tiene lugar junto a la Falla de Ruesga-León, en donde aparecen crenulaciones y pliegues menores que deforman el clivaje (Marín, 1977); significativamente esta falla representa la más importante estructura alpina del área, tal como ha quedado registrado más al E, en donde afecta a la cobertera con el nombre de Falla de Ubierna.

Si admitimos que el Sinclinal de Lechada y el Domo de Valsurbio han sido reapretados durante el acortamiento alpino, parte del fuerte apretamiento

que presentan los pliegues radiales del arco astúrico situados un poco más al O, en la Región del Ponga (Fig. 1), como los antiformes de Río Monasterio y Río Color (Julivert, 1967a y b) puede también atribuirse a dicho acortamiento; de este modo, la reactivación alpina de algunos cabalgamientos del flanco N del Antiforme de Río Color, como el de Laviana en el área de Infiesto-Sueve, citado anteriormente, pueden ser el resultado del deslizamiento flexural relacionado con dicho pliegue, más que la reactivación del cabalgamiento en sentido estricto, que encajaría mal con la posición subvertical que ahora presentan dichos cabalgamientos.

Discusión y conclusiones

El control del basamento sobre la estructuración alpina

Tal como ha sido descrito previamente, en el interior del gran bloque de basamento levantado por el cabalgamiento basal, la deformación alpina se resolvió esencialmente mediante reactivación de estructuras previas: pliegues y cabalgamientos variscos y fallas normales relacionadas con la formación de las cuencas permo-mesozoicas. En escasa medida se desarrollaron estructuras nuevas, que consisten principalmente en fallas inversas localizadas en el sector más meridional de la lámina, es decir en la parte frontal de la cordillera.

El grado de reactivación de las estructuras previas parece estar facilitado por la disposición favorable de la anisotropía herciniana respecto a la orientación de los esfuerzos alpinos, que se disponen aproximadamente N-S (Lepvrier y Martínez García, 1990; Espina et al., 1996b; Ferrús y Santanach, 1994). Así, las estructuras que acomodan la mayor parte del acortamiento alpino están dispuestas con un rumbo E-O, perpendicular a la dirección de esfuerzo compresivo máximo (cabalgamientos del sector nororiental de la ZC, Fallas de Llanera y León-Ubierna, pliegues de rumbo E-O como los de Lechada, Val-survio, etc.). Los cabalgamientos variscos de dirección NE-SO, todos ellos transversales a la cuenca de Oviedo (Infiesto, Carbayín, Naranco y Cabo Torres), se reactivaron quizás como fallas de flexural slip en relación con el reapretamiento del Antiforme de Río Color o del arco astúrico en su conjunto.

El contraste reológico o competencia relativa entre basamento y cobertera también parece haber sido determinante en el tipo de interacción entre ambos. Así, la reactivación de estructuras previas ha tenido lugar allí donde el basamento presenta abundancia de formaciones competentes; sin embargo, en aquellos sectores en donde el basamento está constituido por formaciones incompetentes, con predominio de pizarras (borde oriental de la Región del Pisuerga-Carrión, cuenca estefaniense de Guardo-Cervera en el borde meridional de la cordillera) la cobertera ha desarrollado estructuras propias; por ejemplo, en la parte más oriental del borde S de la cordillera, en donde la sucesión cretácica se apoya sobre la cuenca estefaniense mencionada, se desarrollan pliegues de escala kilométrica, generados por un proceso de buckling en las formaciones mesozoicas, más competentes en este caso que el basamento paleozoico, el cual se adapta a los pliegues nucleados en la cobertera y adopta un papel pasivo (Alonso et al., 1994; Espina et al., 1996a).

La modificación alpina de la estructura varisca

El efecto global de la deformación alpina, además del levantamiento del basamento, es el reapretamiento del arco varisco mediante el reapretamiento de pliegues, con rejuego y verticalización de los cabalgamientos variscos. En un apartado anterior se ha expuesto el grado de rotación sufrido por los cabalgamientos variscos de la ZC durante la deformación alpina, que sólo alcanza un valor en torno a 30° en algunos sectores, como al N de la Región de Picos de Europa (Fig. 2) o en el borde S de la cordillera (Fig. 3B). Un basculamiento hacia el N en torno a 15° tuvo lugar bajo la cuenca de Oviedo y en una franja situada inmediatamente al S de dicha cuenca, interpretado como resultado de la traslación del rellano cabalgante sobre la rampa cabalgada en el cabalgamiento alpino (Fig. 2). Si se deshacen los basculamientos alpinos se obtiene una disposición subvertical para los cabalgamientos variscos en la buena parte de la Zona Cantábrica (bajo la cuenca de Oviedo y rama sur de la Zona Cantábrica), con una ligera inversión en este último sector -en el corte de Boñar (Fig. 3B, corte III-III'), los cabalgamientos quedan con una inclinación residual hacia el Norte- acentuada después por la deformación al-

pina. En otros sectores (al N de la Región de Picos de Europa y en el extremo meridional del Antiforme del Narcea), los cabalgamientos variscos se disponían inclinados hacia las partes internas del orógeno con un buzamiento aproximadamente la mitad del que presentan ahora (en torno a 70°).

Para evaluar la disposición prealpina de los cabalgamientos variscos se ha propuesto más arriba efectuar una rotación simple del basamento y cobertera, por el valor del buzamiento del Mesozoico; este procedimiento representa una simplificación de los procesos de deformación reales, en donde deben considerarse posibles modificaciones de los ángulos de discordancia como consecuencia de la deformación interna de las rocas. Por ejemplo, el reapretamiento de pliegues implicando secuencias discordantes produce generalmente un aumento del ángulo de discordancia inicial, a causa de la cizalla simple paralela a las capas que resulta del plegamiento (Alonso, 1989). No obstante, en las capas plegadas de carácter masivo y competente, la deformación interna suele limitarse a la charnela (deformación longitudinal tangencial), y por tanto el ángulo de discordancia se mantiene constante en los flancos planos. De este modo, la modificación del ángulo de discordancia original queda registrado mediante cambios del mismo en función de la litología para una sucesión homoclinal truncada por una discordancia (Alonso, 1989, Figs. 17 y 19) La inexistencia de cambios de ángulo de discordancia en una sucesión homoclinal con contrastes de ductilidad como la del basamento en Boñar o bajo la cuenca de Oviedo, permite presumir una modificación escasa del ángulo de discordancia, durante la deformación al-

pina. Por el contrario, en otros sectores del borde Sur de la cordillera con basamento muy incompetente, como el Sinclinal de Alba o la cuenca de Guardo-Cervera en el flanco del Domo de Valsurvio (Fig. 4), si se puede prever una fuerte modificación del ángulo de discordancia y, en efecto, una rotación simple de sólido rígido para basamento y cobertera ofrece resultados inconsistentes con los obtenidos en Boñar (Fig. 3B).

En este borde Sur de la cordillera, tuvo lugar, por otra parte, el mayor grado de deformación alpina, con inversión de las formaciones mesozoicas y terciarias en el flanco delantero del pliegue de propagación de falla desarrollado en la parte superior de la rampa del cabalgamiento alpino mayor. Este pliegue frontal absorbe unos 10 km del desplazamiento de dicho cabalgamiento; si sumamos los 10 km de acortamiento interno de la lámina, calculados en la cobertera que cubre la Zona Cantábrica (Espina, 1997) se obtiene una cifra próxima a los 22 km de desplazamiento total en la parte trasera de la lámina, deducidos de la longitud de la culminación dorsal en el modelo estructural propuesto por Pulgar y Alonso (1993) y Alonso et al. (1996) para explicar la cordillera alpina. La diferencia entre ambas cifras puede atribuirse a la deformación consumida por estructuras a pequeña escala, como fallas mesoscópicas; que no se considera en la determinación del acortamiento mediante longitud de líneas a la escala de los cortes geológicos realizados. El modelo cinemático propuesto en los trabajos citados parece por tanto cuantitativamente consistente con los datos geológicos de superficie en cuanto a la transferencia de desplazamiento desde la parte posterior de la lámina hasta el frente de la cordillera.

Bibliografía

- Aller, J. (1981): La estructura del borde sudoeste de la Cuenca Carbonífera Central (Zona Cantábrica, NW de España). *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 11: 3-14.
- Aller, J. y Brime, C. (1983): Deformación y metamorfismo en la parte Sur de la Cuenca Carbonífera Central (NO de España). *C. R. X Congr. Int. Strat. Geol. Carbonifère, Madrid*, 3: 541-548.
- Almela, A. y Ríos, J. M. (1962): *Investigación del Hullero bajo los terrenos Mesozoicos de la costa Cantábrica (zona de Oviedo-Gijón-Villaviciosa-Infiesto)*, Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, Madrid. 159 p.
- Alonso, J. L. (1987): *Estructura y evolución tectonoestratigráfica de la Región del Manto del Esla (Zona Cantábrica, NW de España)*, Inst. Fray Bernardino de Sahagún, León. 276 p.
- Alonso, J. L. (1989): Fold reactivation involving angular unconformable sequences: theoretical analysis and natural examples from the Cantabrian Zone (Northwest Spain). *Tectonophysics*, 170: 57-77.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A. y García-Ramos, J. C. (1994): Las discordancias sintectónicas del borde N de la Cuenca del Duero: el papel de las variaciones laterales en la estructura. In: *Comunicaciones II Congreso Español del Terciario* (Muñoz, A., A. González y A. Pérez, Eds.), Universidad de Zaragoza, Jaca (Huesca): 19-22.
- Alonso, J. L., Pulgar, J. A., García-Ramos, J. C. y Barba, P. (1996): Tertiary basins and Alpine tectonics in the Cantabrian Mountains (NW Spain). In: *Tertiary basins of Spain: The stratigraphic record of crustal Kinematics* (P. F. Friend y C. J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 214-227.
- Butler, R. W. H. (1982): The terminology of structures in thrust belts. *J. Struct. Geol.*, 4(3): 239-245.
- Butler, R. W. H. (1989): The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. In: *Inversion Tectonics* (M. A. Cooper y G. D. Williams, Eds.), Geological Society of London Special Publications, 44, London: 105-122.

- Corretgé, L. G. y Suárez, O. (1990): Igneous rocks of the Cantabrian / Palentian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R. D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.), Springer-Verlag, Berlín: 72-79.
- De Graciansky, P. C., Dardeau, G., Lemoine, M. y Tricart, P. (1989): The inverted margin of the French Alps and foreland basin inversion. In: *Inversion Tectonics* (M. A. Cooper y G. D. Williams, Eds.), *Geological Society of London Special Publications*, 44, London: 87-104.
- De Sitter, L. U. (1962): The structure of the Southern slope of the Cantabrian Mountains. *Leidse Geol. Meded.*, 26: 255-264.
- Espina, R. G. 1997. *La estructura y evolución tectonoestratigráfica del borde occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España)*. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 230 p.
- Espina, R. G., Alonso, J. L. y Pulgar, J. A. (1996a): Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (the Ubierna fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *J. Struct. Geol.*, 18: 431-441.
- Espina, R. G., De Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996b): Análisis poblacional de fallas alpinas en el borde occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Geogaceta*, 20(4): 936-938.
- Ferrús, B. y Santanach, P. (1994): Análisis de la fracturación en la cuenca cenozoica de As Pontes (La Coruña). *Geogaceta*, 15: 147-149.
- Gallastegui, G., Heredia, N., Lasala, M. J., Reyes, J. y Rodríguez Fernández, L. R. (1992): Datación por el método Rb-Sr del plutón granodiorítico de Peña Prieta (Zona Cantábrica, Norte de España). In: *Resúmenes XIV Reunión de Xeología y Minería do NO Peninsular Lab. Xeol. Laxe*, O Castro, Sada, La Coruña: 16-17.
- Gallastegui, G., Heredia, N., Rodríguez Fernández, L. R. y Cuesta, A. (1990): El stock de Peña Prieta en el contexto del magmatismo de la Unidad del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, N de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 15: 203-215.
- Gutiérrez-Claverol, M. 1972. *Estudio geológico de la Depresión Meso-tectónica central de Asturias*. Tesis doctoral, Universidad de Oviedo.
- Gutiérrez Claverol, M., Martínez-García, E., Luque, C., Suárez, V. y Ruiz, F. (1991): Gold deposits, late hercynian tectonics and magmatism in the northeastern Iberian Massif (NW Spain). *Chronique de la Rech. Minière*, 505: 3-13.
- Julivert, M. (1960): Estudio geológico de la Cuenca de Beleño (Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla). *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 71: 1-346.
- Julivert, M. (1967a): La ventana tectónica del río Color y la prolongación septentrional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 1: 1-26.
- Julivert, M. (1967b): La ventana del río Monasterio y la terminación meridional del manto del Ponga. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, 1: 59-76.
- Julivert, M., Ramírez del Pozo, J. y Truyols, J. (1971): Le réseau de failles et la couverture post-hercynienne dans les Asturies. In: *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne* (Debyser, J., X. L. Pichon y L. Montadert, Eds.), *Publications de l'Institut Français du Petrol. Editions Technip*, 2, Paris: v.3-1 à v.3-34.
- Kanis, J. (1956): Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia-Spain). *Leidse Geol. Meded.*, 21: 377-445.
- Lepvrier, C. y Martínez-García, E. (1990): Fault development and stress evolution of the post-Hercynian Asturian Basin (Asturias and Cantabria, northwest Spain). *Tectonophysics*, 184: 345-356.
- Liu, H., McClay, K. R. y Powell, D. (1992): Physical models of thrust wedges. In: *Thrust Tectonics* (McClay, K. R., Ed.), *Chapman & Hall*, London: 71-81.
- Lobato, L. (1977): *Geología de los valles altos de los ríos Esla, Yuso, Carrión y Deva*, Inst. Fray Bernardino de Sahagún, León. 200 p.
- Loeschke (1982): Late hercynian igneous rocks of the southeastern Cantabrian Mountains (NW Spain). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 163(2): 260-271.
- Lotze, F. (1945): Zur Gliederung der Varisciden der Iberischen Meseta. *Geotektonische Forsch.*, 6: 78-92.
- Luque, C., Martínez García, E. y Ruiz, F. (1991): Metallogenesis of the Cantabrian/Palentinian Zone. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Dallmeyer, R. D. y E. Martínez García, Eds.), *Springer Verlag*, 80-87.
- Llópis Lladó, N. (1950): Mapa Geológico de los alrededores de Oviedo, *Serv. Geol. Inst. Est. Asturianos*, Oviedo.
- Marcos, A. (1968): Nota sobre el significado de la "Leon Line". *Brev. Geol. Astur.*, Año XII(3): 1-5.
- Marín, J. 1997. *Estructura del Domo de Valsurbio y borde suroriental de la Región del Pisuerga-Carrión (Zona Cantábrica, NO de España)*. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. 181 p.
- Martínez García, E. (1982): Tectónica y mineralizaciones pérmicas en la Cordillera Cantábrica (Noroeste de España). *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 263-270.
- Martínez García, E. (1983): El Pérmico de la región Cantábrica. In: *Carbonífero y Pérmico de España* (C. Martínez Díaz, Ed.), *Inst. Geol. Min. España*, Madrid: 391-402.
- Martínez-García, E. y Tejerina, L. (1985): Fluospar deposits associated with Carboniferous and Permian Rocks in Asturias and León (Northwest Spain). *C. R. IX Int. Carb. Congr. Washington-Urbana. Southern Illinois Univ. Press, Urbana*, 4: 467-478.
- Martínez García, E., Luque, C., Burkhardt, R. y Gutiérrez Claverol, M. (1991): Hozarco: un ejemplo de mineralización de Pb-Zn-Hg de edad pérmica (Cordillera Cantábrica, NW de España). *Bol. Soc. Esp. Mineral.*, 14: 107-116.
- Pello, J. (1967): Estudio geológico de la prolongación del borde oriental de la Cuenca Minera Central de Asturias (NW de España). *Trabajos de Geología. Univ. de Oviedo*, 1: 27-38.
- Prado, J. G. (1972): Nota sobre la petrografía de la zona de Viñón (Asturias). *Stud. Geol., Salamanca*, III: 7-32.
- Pulgar, J. A. (1973): La zona de escamas de San Martín-Ventanilla y su posible relación con el domo de Valsurbio. *Brev. Geol. Astur.*, Año XVII(4): 55-64.
- Pulgar, J. A. y Alonso, J. L. (1993): La estructura alpina de la Cordillera Cantábrica. In: *Resúmenes XV Reunión de Xeología y Minería do NO Peninsular Lab. Xeol. Laxe*, O Castro, Sada, La Coruña: 69-71.
- Pulgar, J. A., Gallart, J., Fernández-Viejo, G., Pérez-Estaún, A., Álvarez-Marrón, J. and ESCIN Group. (1996): Seismic image of the Cantabrian Mountains in the western extension of the Pyrenean belt from integrated reflection and refraction data. *Tectonophysics*, 264: 1-19.
- Pulgar, J. A., Pérez-Estaún, A., Gallart, J., Álvarez-Marrón, J., Gallastegui, J., Alonso, J. L. and ESCIN Group. (1997): The ESCIN-2 deep seismic reflection profile: a traverse across the Cantabrian Mountains and adjacent Duero basin. *Rev. Soc. Geol. España*, 8(4): 383-394.
- Ramírez del Pozo, J. (1969): Bioestratigrafía y paleogeografía del Jurásico de la costa asturiana (zona de Oviedo - Gijón - Villaviciosa). *Bol. Geol. Min.*, 80(4): 19-44.
- Raven, J. G. M. y Van der Pluijm, B. A. (1986): Metamorphic fluids and transtension in the Cantabrian Mountains of Northern Spain: an application of the conodont colour alteration index. *Geol. Mag.*, 123(6): 673-681.
- Rodríguez Fernández, L. R. y Heredia, N. (1987): La estratigrafía del carbonífero y la estructura de la Unidad del Pisuerga-Carrión. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 207-229.
- Savage, J. F. (1967): Tectonic analysis of the Lechada and Curavacas synclines, Yuso basin, León, NW Spain. *Leidse Geol. Meded.*, 39: 193-247.
- Serra, S. (1977): Styles of deformation in the ramp regions of overthrust faults. *Wyoming Geological Association, Annual Field Conference*, 29th, Guidebook: 487-498.
- Suppe, J. (1983): Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Am. J. Sci.*, 283: 684-721.
- Teixell, A. (1992): *Estructura alpina de la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona, Barcelona.
- Tosal, J. M. (1968): Relaciones zócalo-cobertera en el límite de las provincias de Oviedo y Santander. *Brev. Geol. Astur.*, 12: 9-14.
- Van der Pluijm, B. A., Savage, J. F. y Kaars-Sijpesteijn, C. W. (1986): Variation in fold geometry in the Yuso Basin, northern Spain: implications for the deformation regime. *J. Struct. Geol.*, 8: 879-886.
- Welbon, A. (1988): The influence of intrabasinal faults on the development of a linked thrust system. *Geol. Rund.*, 77(1-11).