

# LAS ESTRUCTURAS DEL DIAPIRO DE SALINAS DE ROSÍO Y DEL ALTO DE SAN PEDRO-IGLESIAS Y SUS IMPLICACIONES EN LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA TRANSVERSAL BURGALESA DE LA CORDILLERA VASCOCANTÁBRICA-CUENCA DEL DUERO

P. P. Hernaiz Huerta y J. Solé Pont

*División de Geología de INYPSA, General Díaz Porlier 49, 28001 Madrid, (phernaiz@inypsa.es).*

**Resumen:** En el presente trabajo se describen dos estructuras alpinas derivadas del mismo proceso orogénico pero con estilos de deformación distintos. El diapiro de Salinas de Rosío, situado en la Cubeta Alavesa, es una estructura extensional y salina intramesozoica típica de este sector de la Cordillera Vascocantábrica; en ella, la compresión terciaria produjo su inversión y desplazamiento hacia el sur a favor de una potente superficie triásica de despegue (Keuper), sin modificar sustancialmente su geometría extensional original. El alto de San Pedro-Iglesias, sin una configuración extensional previa ni superficie de despegue equivalente, se desarrolló en el margen septentrional de la cuenca de antepaís (Cuenca del Duero) como una estructura de basamento en la que los cabalgamientos se interpretan enraizados en un *detachment* intracrustal. En ambos casos, su evolución condicionó la geometría de la sedimentación en las cuencas terciarias adyacentes. El estudio de estas dos estructuras ha permitido completar un corte compensado (parcialmente) de la transversal burgalesa de la Cordillera Vascocantábrica, a partir del cual se ha estimado un acortamiento total de 22 km para este sector de la cadena; de ellos, aproximadamente 12 km corresponden al desplazamiento del Frente Cantábrico por encima del margen septentrional de la Cuenca del Duero.

**Palabras clave:** tectónica extensional, tectónica salina, tectónica de cabalgamientos, inversión tectónica, Cordillera Cantábrica, Cuenca del Duero

**Abstract:** In this paper two alpine structures derived from the same orogenic event but with contrasting deformational styles are described. The Salinas de Rosío diapir, located in the Cubeta Alavesa, is an extensional-salt induced intramesozoic structure typical from this area of the Vascocantabrian Cordillera; in this structure, the Tertiary compression produced its inversion and a general displacement above a thick Triassic detachment level (Keuper), without substantially modifying the original extensional pattern. The San Pedro-Iglesias high, lacking a previous extensional configuration, developed in the northern margin of the Duero Basin as a thrust bounded basement structure in which thrusts are interpreted to root into an intracrustal detachment. The evolution of both structures controlled the coeval sedimentation in associated basins. A (partially) balanced cross section of this region allows to estimate an overall shortening of 22 km, 12 km of them belonging to the overthrusting of the Vascocantabrian Front over the northern margin of the Duero Basin.

**Key words:** extensional tectonics, salt tectonics, thrust tectonics, inversion tectonics, Cantabrian Cordillera, Duero Basin

Hernaiz Huerta, P.P. y Solé Pont, J. (2000): Las estructuras del diapiro de Salinas de Rosío y del alto de San Pedro-Iglesias y sus implicaciones en la evolución tectónica de la transversal burgalesa de la Cordillera Vascocantábrica-Cuenca del Duero. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (3-4): 471-486

Recientemente diversos trabajos han descrito la estructura y evolución tectónica de la Plataforma Burgalesa y Banda Plegada, en el margen SO de la Cordillera Vascocantábrica (ENRESA, 1994-1996; Serrano *et al.*, 1994; Rodríguez Cañas *et al.*, 1994, Malagón *et al.*, 1994, Hernaiz *et al.*, 1994; Hernaiz, 1994). Posteriormente, y en cierta forma como continuación de los anteriores, se han desarrollado estudios en dos áreas contiguas a las citadas, el entorno del diapiro de Salinas de

Rosío, en la Cubeta Alavesa, al norte, y el alto de San Pedro-Iglesias, en el margen septentrional de la Cuenca del Duero, al sur (ENRESA, 1994-1996), para obtener así una transversal bastante completa del sector burgalés de la cadena. En el presente trabajo se hace una descripción de los aspectos estructurales más relevantes de estas dos últimas áreas cuyos estilos deformativos son completamente diferentes, e, integrando determinados perfiles de todas ellas, se presenta un corte compensado

(parcialmente) de la citada transversal a partir del cual se discute un modelo de evolución tectónica para el conjunto de esta región.

## Marco Geológico

### *La Cordillera Cantábrica*

La Cordillera Cantábrica o Vascocantábrica es la prolongación hacia el oeste del Sistema Pirenaico. Forma una cadena levantada más de 2.000 m por encima de sus cuencas terciarias sinorogénicas limítrofes, el Golfo de Vizcaya, al norte y las cuencas del Duero y del Ebro, al sur. Su estructura responde, esencialmente, a una extensión mesozoica ligada a la apertura del Atlántico y a una compresión terciaria resultado de la subsecuente convergencia de placas. Además, la tectónica salina constituye un proceso con particular incidencia en los sectores centro-orientales de la cadena, que le confiere características estructurales propias.

En el extremo oriental de la cadena, la falla de Estella, de dirección NNE-SSO, tiene implicaciones paleogeográficas además de tectónicas, y sirve de límite convencional con los Pirineos (Fig. 1). En la actualidad, la supuesta traza de esta falla conecta los macizos paleozoicos vasco-navarros (Cinco Villas y Aldudes) con el de La Demanda. Su movimiento como falla normal o en dirección ha permitido la articulación de estos macizos, primero durante la extensión mesozoica, y después durante la compresión terciaria, siendo su dirección ortogonal a las directrices estructurales de la cadena y, por tanto, aproximadamente coincidente con la del transporte tectónico.

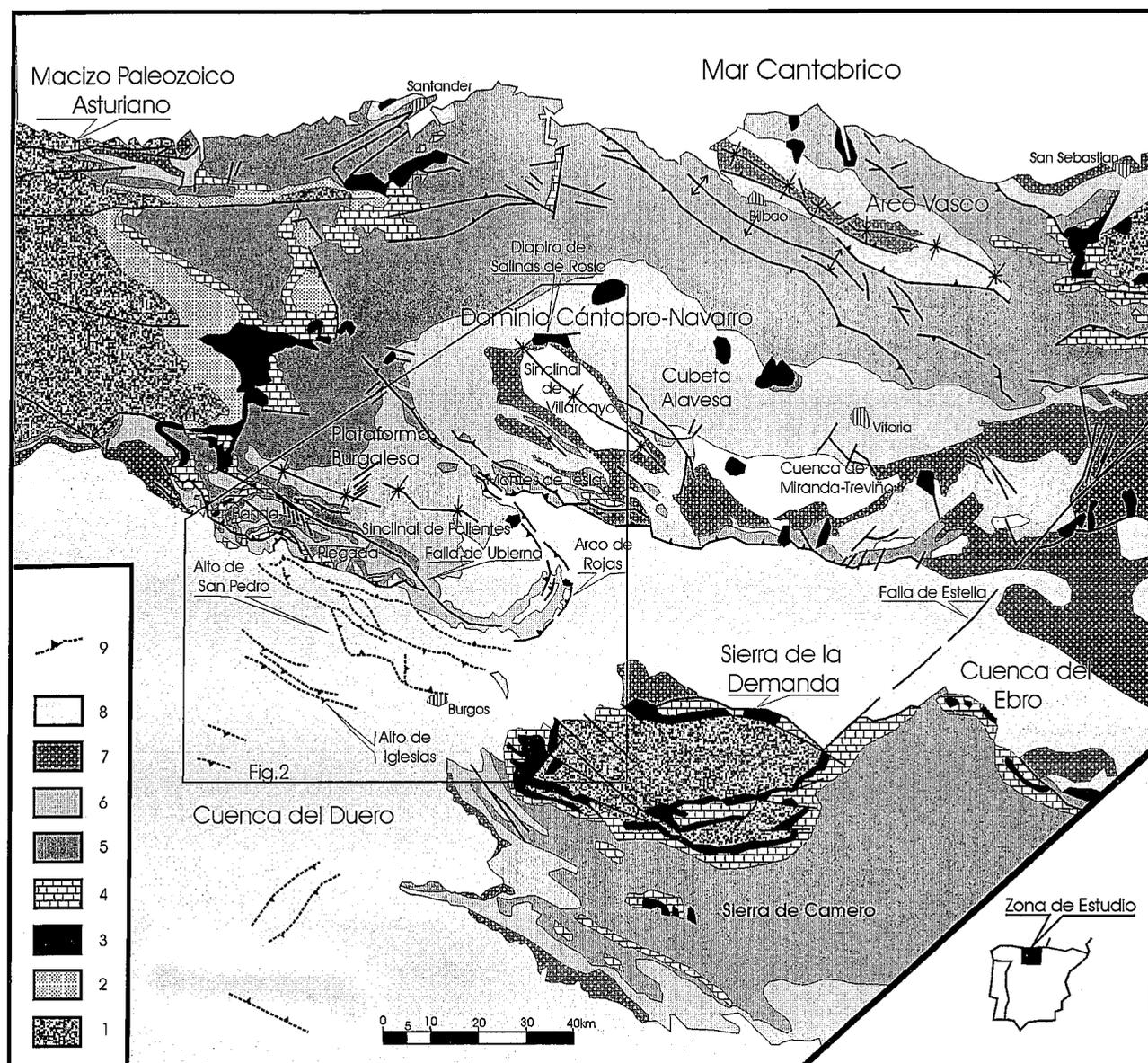
En el extremo occidental de la cadena, el Macizo Paleozoico Asturiano es un cinturón hercínico de pliegues y cabalgamientos de piel fina, arqueados y con vergencia al este, que ha sido levantado durante la compresión alpina. Este macizo constituye el límite del mesozoico cantábrico, aunque se sabe que la cuenca se prolongaba por el oeste al menos hasta los afloramientos del norte de Asturias (Cuenca Mesozoica Asturiana). En esta zona, la cobertera mesozoica permanece en general solidaria, es decir, no despegada respecto a los materiales paleozoicos del Macizo Asturiano que constituyen su basamento.

Ya en pleno ámbito de la Cuenca Mesozoica Vascocantábrica, ésta se ha separado tradicionalmente en dominio Cántabro-Navarro, al sur, y Arco Vasco, al norte (Feuille y Rat, 1971), coincidiendo el límite entre ambos dominios con la divisoria de vergencias que limita por el sur el Anticlinorio de Bilbao (Serrano, *et al.*, 1989) (Fig. 1). Dentro del dominio Cántabro-Navarro, el sector más septentrional y oriental recibe el nombre de Cubeta Alavesa que, en términos generales, se puede definir como una amplia sinforma de dirección NO-SE a E-O, limitada al sur por estrechas bandas anticlinales asociadas al Frente Cantábrico (cabalgamiento de la Sierra de Cantabria y de los Montes Obarenes y de Tesla). La Cubeta Alavesa incluye las cuencas terciarias de

Villarcayo al oeste, y de Miranda-Treviño al este, cuyo desplazamiento pasivo simultánea y posteriormente a su desarrollo sobre un sustrato mesozoico móvil, permite definir las como cuencas *piggy back*. Por otra parte, es característico de la Cubeta Alavesa, si bien no exclusivo de ella, una notable presencia de estructuras diapíricas *sensu lato*. Estas estructuras se alinean según la dirección regional NO-SE dominante o según la dirección transversal a ésta, es decir NE-SO, razón por la cual se podría pensar en la implicación de accidentes de zócalo en su desarrollo. Este hecho es sugerente en la alineación diapírica al norte de Estella que sigue aproximadamente la traza NE-SO del accidente con este mismo nombre. Sin embargo, al respecto, hay que decir que toda o buena parte de la cobertera mesozoica de la Cuenca Vascocantábrica se puede encontrar desplazada de su posición original, de tal forma que la identificación directa de los diapiros con accidentes de zócalo puede ser engañosa.

El sector más meridional de la Cuenca Vascocantábrica recibe el nombre de Plataforma Burgalesa, reservándose a la parte frontal de ésta, limítrofe con la Cuenca del Duero, la denominación de Banda Plegada (Pays Plissé de Ciry, 1940) (Figs. 1 y 2). La zona central de la Plataforma Burgalesa coincide con el sinclinal de Polientes, que a su vez constituyó una zona de surco durante la extensión intramesozoica. El surco de Polientes estuvo articulado por la Falla de Ubierna, que en esa época funcionaba como falla normal sinsedimentaria (Hernaiz, 1994). Más al sur, en la Banda Plegada, todavía se reconoce una estructura extensional compleja, también con una notable participación de la tectónica salina (ENRESA, 1994-1996; Serrano *et al.*, 1994; Hernaiz *et al.*, 1994). Esta circunstancia fue determinante durante la compresión alpina, ya que la previa acumulación de grandes espesores de materiales plásticos del Keuper facilitó el despegue de la estructura mesozoica cantábrica respecto del basamento.

Por encima de un basamento constituido por un zócalo paleozoico y un tegumento formado por el Buntsandstein y, posiblemente, la parte basal del Muschelkalk, y separado de éste por una potente superficie de despegue representada esencialmente por el Keuper, la estratigrafía de la cobertera mesozoica-terciaria consiste, a grandes rasgos, en las siguientes unidades (Fig. 3): En la parte inferior, el Jurásico marino o macrosecuencia Lías-Dogger se identifica con la etapa de relajación térmica subsecuente a la fase de estiramiento triásico. Los depósitos, relativamente continuos y homogéneos en toda la cuenca, consisten en unos 150-200 m de Lías calcáreo, 100 m de Lías margoso y 100-150 m de calizas del Dogger. Sobre este conjunto la extensión intramesozoica produjo, en los sectores más meridionales de la cuenca (Banda Plegada y Plataforma Burgalesa), cuatro macrosecuencias o grandes grupos deposicionales relacionados con sendas fases de estiramiento mecánico o *rifting*: Grupo Depositional Malm-Berriasiense o Fm. Aguilar, Grupo Depositional Berriasiense-Valanginiense ó Grupo Cabuérniga, Macro-

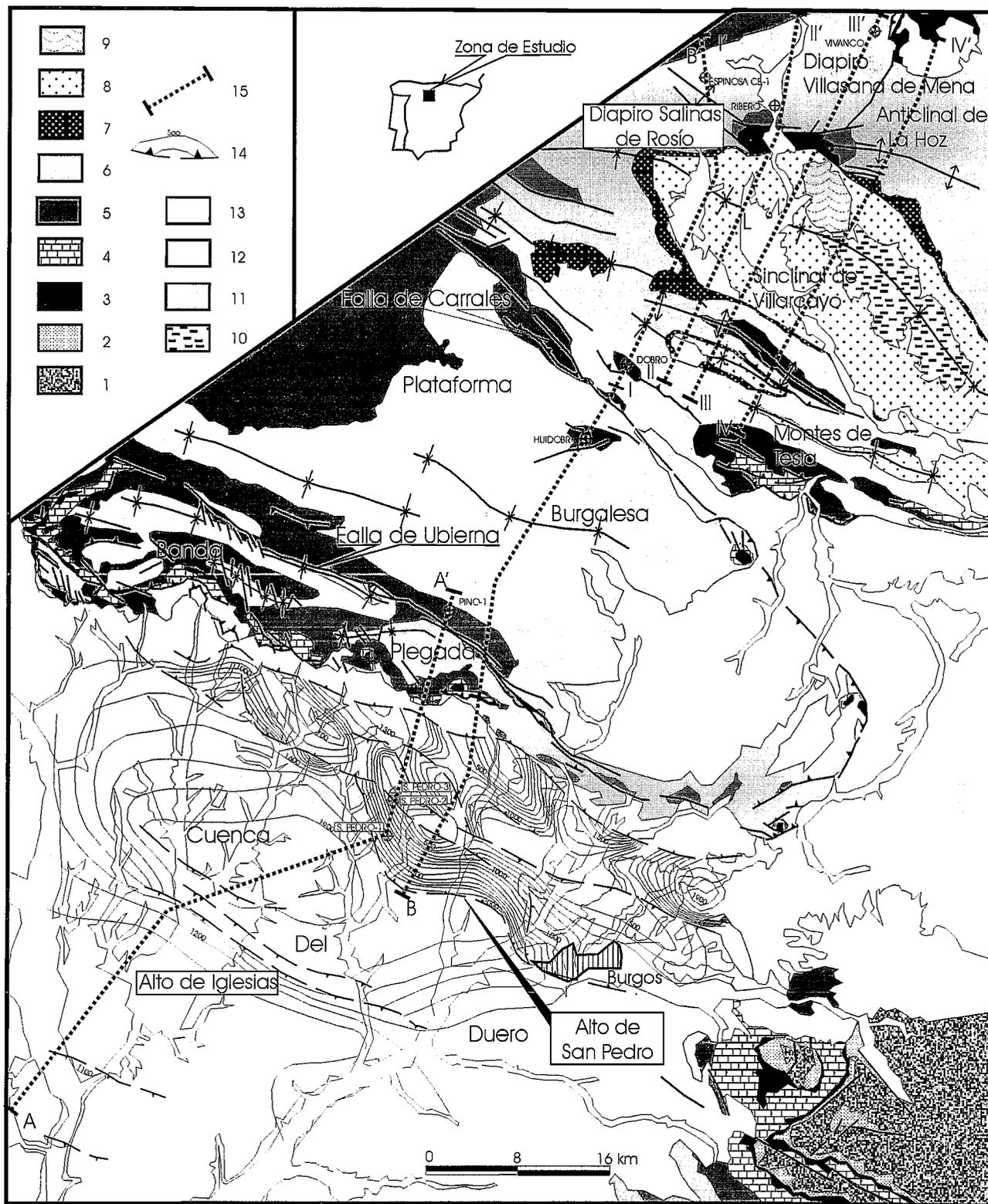


**Figura 1.-** Esquema geológico regional de la Cordillera Vasco-cantábrica, Cuenca del Duero y Sierras de Cameros y de la Demanda. 1: Paleozoico; 2: Buntsandstein y, localmente, parte inferior del Muschelkalk; 3: Muschelkalk y Keuper; 4: Lías y Dogger; 5: Jurásico Superior-Cretácico Inferior; 6: Cretácico Superior; 7: Paleógeno; 8: Neógeno; 9: Estructuras no aflorantes afectando al basamento de la Cuenca del Duero. En recuadro se indica al área representada en la figura 2.

secuencia Valanginiense Superior-Barremiense, en facies Weald o Grupo Pas, y Macrosecuencia o Complejo Aptiense-Albiense; las dos primeras se identifican regionalmente con la facies Purbeck. El carácter de estas secuencias *sinrift* es esencialmente detrítico y sus espesores, muy variables (de 0 a más de 1000 m), están regulados por las estructuras extensionales que controlan su depósito (fallas normales y altos salinos). Encima de estas macrosecuencias, y con una acusada discordancia basal, la Fm. Arenas de Utrillas fosiliza la geometría extensional, y marca el comienzo de la subsecuente etapa de subsidencia por relajación térmica. Al norte de la Plataforma Burgalesa, en el tránsito a la Cubeta Alavesa, la distinción de las mencionadas macrosecuencias es más problemática, tanto en superficie como en subsuelo. Normalmente, sólo es posible separar un com-

plejo Aptiense-Albiense detrítico, con sus niveles urgonianos de techo o intercalados, y un complejo Purbeck-Weald indiferenciado en la base. Por otra parte, en estos sectores más septentrionales, la Fm. Utrillas (y muy probablemente también el Cenomaniense-Turoniense margoso) está asociada a la extensión, y debe ser considerada por tanto como formación *sinrift*, circunstancia ésta que lleva implícito el reconocimiento de una migración de la extensión hacia el centro de la cuenca.

El Cretácico Superior, a excepción hecha de la Fm. Utrillas, es esencialmente carbonatado, representando en conjunto un megaciclo transgresivo-regresivo, cuyo espesor regional supera los 1200 m. El cierre de ciclo del Cretácico Superior viene determinado por los depósitos continentales en facies Garum que constituyen el tránsito al Terciario. Encima, todavía se reconocen dos



**Figura 2.** - Esquema geológico del sector burgalés de la Cordillera Vascoantabrica y margen septentrional de la Cuenca del Duero. 1: Paleozoico; 2: Buntsandstein y, localmente, parte inferior del Muschelkalk; 3: Muschelkalk y Keuper; 4: Lías y Dogger; 5: Jurásico Superior-Cretácico Inferior; 6: Cretácico Superior; 7: Paleógeno marino de la Cuenca de Villarcayo; 8: Eoceno Superior-Mioceno Medio ("Paleógeno" continental) de la Cuenca de Villarcayo; 9: Derrame diapírico de la Cuenca de Villarcayo; 10: Mioceno Superior de la Cuenca de Villarcayo; 11: Ciclo Dueñas de la Cuenca del Duero; 12: Ciclos Tierra de Campos, Cuestas y Páramo II de la Cuenca del Duero; 13: Cuaternario; 14: Mapa de isobatas del techo del basamento (techo del Cretácico Superior-Paleoceno) de la Cuenca del Duero (Datum 900 m) elaborado por GESSAL (ENRESA, 1994-1996); 15: Trazas de los cortes de las figuras 5 (I-I' a IV-IV'), 7 (A-A') y 8 (A-A'+B-B').

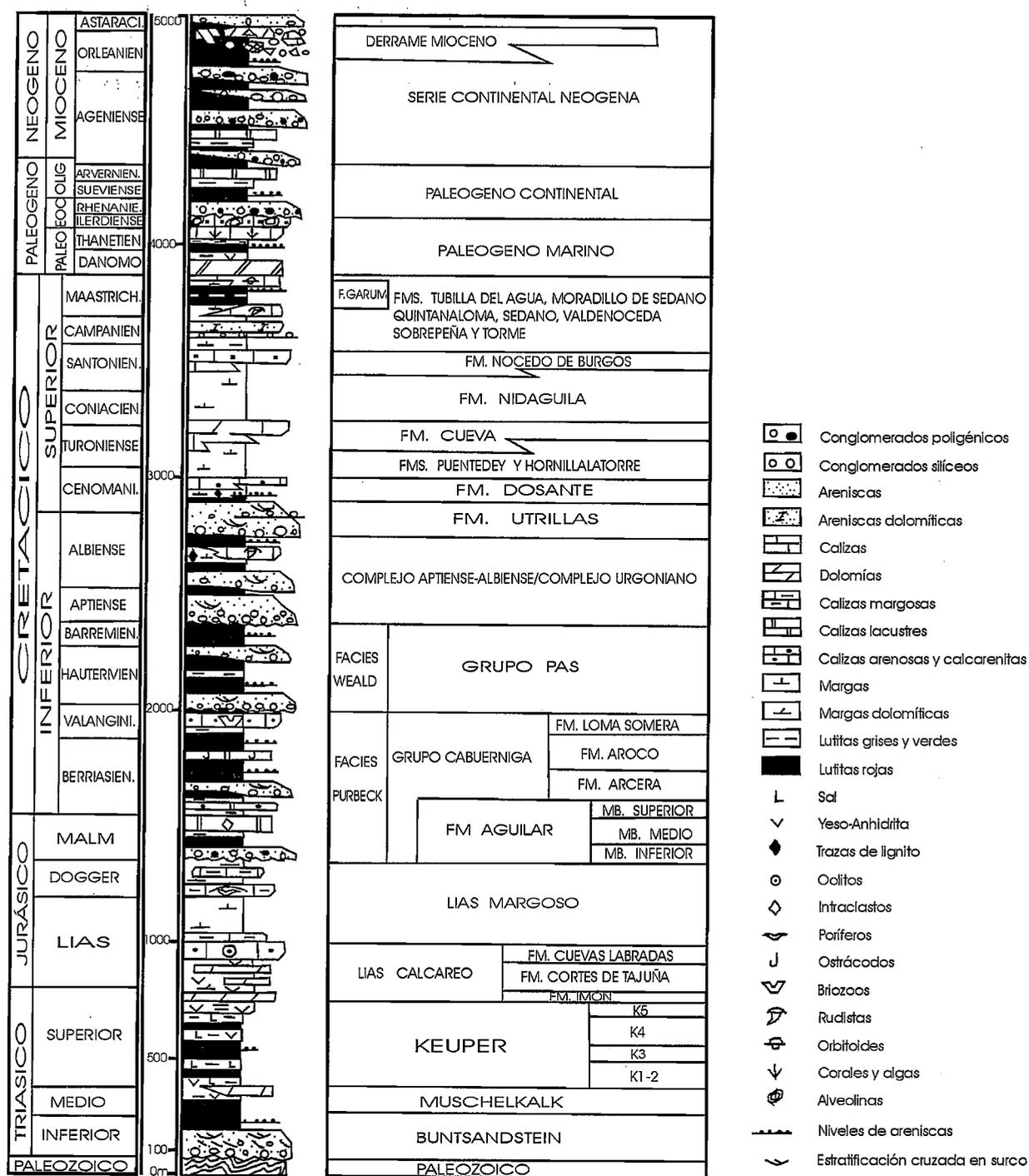


Figura 3.- Columna estratigráfica sintética del Mesozoico y Terciario de la Cordillera Vascoantabrica para el entorno del diapiro de Salinas de Rosío-Cuenca de Villarcayo.

ciclos correspondientes a ambientes marinos, el primero regresivo y el segundo transgresivo, que comprenden el Paleoceno y el Eoceno (Paleógeno Marino). Aunque en sectores más orientales de la cadena, correspondientes al ámbito Pirenaico, ciclos equivalentes e incluso algo más antiguos (Cretácico Superior) están ya involucrados en la compresión, en la transversal de la zona de estudio no hay indicios de tal circunstancia. Más bien al contrario, en estos ciclos se observan las mismas geometrías descritas en los ciclos del Cretácico Superior, es decir, progresivos adelgazamientos hacia las crestas

de las estructuras diapíricas y desarrollo de truncaciones y discordancias locales que en ningún caso indican una situación compresiva.

Discordantes sobre el Paleógeno marino, los primeros depósitos paleógenos netamente continentales afloran en el flanco sur del sinclinal de Villarcayo, prolongándose en profundidad, según se observa en las líneas sísmicas, hacia el núcleo de esta estructura, donde su espesor supera los 500 m (Fig. 5). En el flanco norte, sin embargo, no afloran y quedan ocultos y parcialmente erosionados por los materiales terciarios sinorogén-

cos. La unidad registra un fuerte desarrollo de facies lacustres/palustres conectadas a sistemas fluviales que, al parecer, rebasaban la extensión actual del sinclinal de Villarcayo. Su edad, poco definida (Martín Alafont *et al.*, 1977; Carreras *et al.*, 1978), se podría situar en el intervalo Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. A falta de datos más fiables sobre el inicio de la compresión en este sector de la cadena, el depósito de esta unidad podría estar relacionado con los primeros impulsos compresivos. El Terciario sinorogénico ocupa, con toda su variedad de facies, la mayor parte del sinclinal de Villarcayo, y es consecuencia directa del desarrollo de esta estructura y de las estructuras contiguas al norte, el anticlinal de La Hoz, y sobre todo la estructura diapírica de Salinas de Rosío. Su espesor es superior a los 2000 m, y su edad comprende el resto del Oligoceno y el Mioceno Inferior y Medio. Se trata esencialmente de conglomerados relacionados con facies proximales de abanicos aluviales cuyos ápices se localizan en el flanco sur de la estructura diapírica. Lateralmente, los depósitos aluviales se indentan con facies lacustre-palustres margoarcillosas y calcáreas que hacia el centro de la cuenca, fuera ya de la zona de estudio, se hacen rápidamente dominantes. Los conglomerados muestran complicadas discordancias internas que responden a una evolución compleja del flanco meridional de la estructura diapírica, aunque en conjunto se puede decir que describen una discordancia progresiva producida por un incremento/ralentización de la actividad diastrófica. En la parte más alta del conjunto sinorogénico se encuentra el denominado "derrame diapírico", que es un depósito caótico de tipo olistostrómico, en forma de lengua y con sentido de movimiento hacia el sur, generado por la movilización subaérea en masa de grandes volúmenes de material plástico, incluyendo bloques rígidos que proceden del área diapírica. La salida del derrame se localiza en el sector suroriental de la estructura diapírica. En su parte apical corta una serie subvertical de materiales infrayacentes del Mesozoico, Paleógeno marino y términos inferiores de los conglomerados sinorogénicos, mientras que hacia el sur se indenta con facies de orla media a distal de los abanicos calcáreos. Su espesor máximo oscila en torno a los 200 m. Por último, en la zona central del sinclinal de Villarcayo, se encuentra una serie conglomerática y margoarcillosa, atribuida en la cartografía Magna al Mioceno Superior (Carreras *et al.*, 1978), que, con una disposición subhorizontal, fosiliza la pila sinorogénica infrayacente y el frente del derrame diapírico. Su espesor no supera los 100 m.

#### *La Cuenca del Duero*

La Cuenca del Duero es el resultado de una acumulación de sedimentos en régimen continental y endorreico producida como consecuencia del hundimiento progresivo hacia el E y NE del Macizo Ibérico (borde pasivo) en combinación con el levantamiento alpino de las cordilleras limítrofes, es decir, Cordillera Vasco-cantábrica al nor-

te, Cordillera Ibérica/Macizo de Cameros-La Demanda al este, y Sistema Central al sur (bordes activos), respecto a las cuales tiene el carácter de cuenca antepaís. Esta configuración produjo una distribución de facies aproximadamente concéntrica, con abanicos aluviales en la periferia y ambientes lacustres/palustres en el centro.

El sustrato de la cuenca consiste en un zócalo de materiales paleozoico-precámbricos del Macizo Ibérico y una cobertera mesozoica muy reducida, formada esencialmente por una serie carbonatada del Cretácico Superior que reposa sobre una delgada serie detrítica del Cretácico Inferior. El Jurásico y el Triásico sólo se reconocen en los sectores más orientales de la cuenca, el primero en facies carbonatadas del Lías y el segundo en facies detríticas y detrítico-evaporíticas del Buntsandstein y Keuper, respectivamente, estas últimas fáciles de confundir con las del Cretácico Inferior cuando los términos evaporíticos están ausentes. Sobre este sustrato, Santisteban *et al.* (1996) dividen el relleno de la Cuenca del Duero en tres complejos tectosedimentarios principales, relacionados con diferentes estadios de su evolución: el primero, correspondiente al Paleoceno Inferior, es esencialmente «pre-tectónico», y mantiene unas pautas paleogeográficas similares a las del Mesozoico terminal, sobre el que reposa de forma paraconcordante en los márgenes este y sureste y ligeramente discordante en el resto; el segundo, de edad Paleógeno-Mioceno Inferior, es esencialmente «sintectónico», y se observan en su interior discordancias progresivas relacionadas con cuñas clásticas procedentes de los bordes activos; el tercero y último, correspondiente al resto del Neógeno, tiene un carácter «postectónico» respecto a las deformaciones principales, si bien durante buena parte de su depósito persisten empujes compresivos de menor entidad, formando en su conjunto una megasecuencia positiva.

En la mitad septentrional de la cuenca (Fig. 4) el complejo «sintectónico» se puede correlacionar en términos generales con el ciclo Olmos (ENRESA 1994-1996), de edad Eoceno-Oligoceno Superior, aunque algunas líneas sísmicas ponen de manifiesto que también los términos inferiores del ciclo Dueñas (ENRESA 1994-1996) están involucrados en las deformaciones compresivas ocurridas en el interior de la cuenca y en el frente cantábrico. El complejo «postectónico» estaría formado por los términos medios y altos del ciclo Dueñas, de edad Ageniense-Orleaniense, y por todos los ciclos suprayacentes, es decir, el ciclo Tierra de Campos (Mediavilla, 1985; ENRESA 1994-1996), de edad Orleaniense-Astaraciense, el ciclo Cuestas (Mediavilla, 1985; ENRESA 1994-1996), de edad Astaraciense-Vallensiense, y el ciclo del Paramo II (Portero *et al.*, 1982; Mediavilla, 1985; ENRESA 1994-1996), de edad Vallensiense-Turolense. El complejo «pre-tectónico» se relaciona con delgadas series calcáreas del Paleoceno identificadas en algunos sondeos por encima de las facies Garumnienses del Cretácico terminal.

Los ciclos terminales que rellenan la cuenca, de disposición subtabular, ocultan, sin embargo, una estruc-

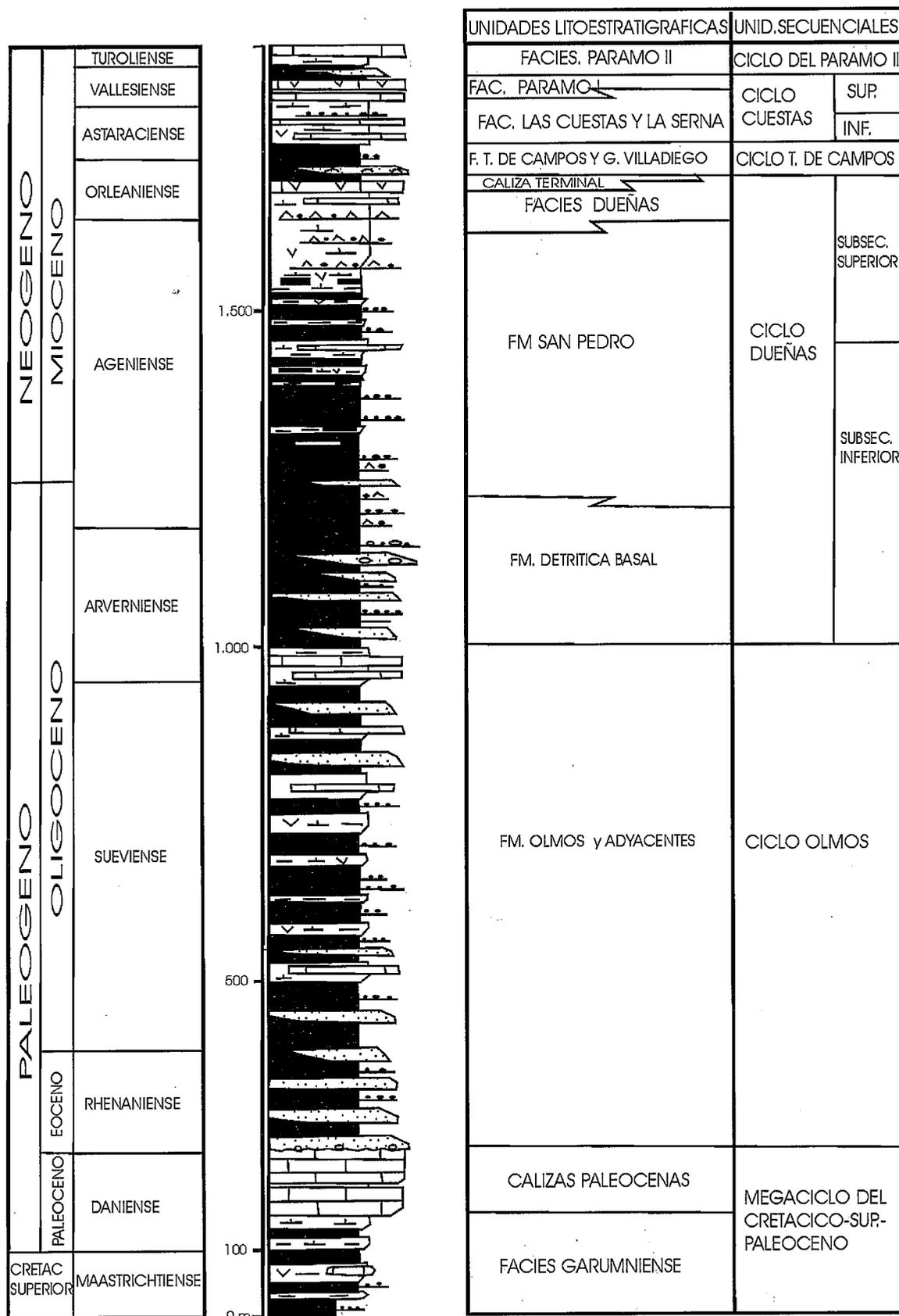


Figura 4.- Columna estratigráfica sintética del Terciario y parte alta del Cretácico Superior en el margen septentrional de la Cuenca del Duero para el entorno de los altos de San Pedro-Iglesias. Símbolos como en figura 3.

tura interna relativamente compleja, especialmente en las proximidades de los bordes activos. Así, en el sector al oeste de la Sierra de Cameros, el mapa de isobatas de la base del Terciario (ENRESA, 1994-1996) pone de manifiesto la existencia de fallas inversas con pequeños saltos que afectan al sustrato pretectónico de la cuenca y condicionan el depósito de los materiales sintectónicos del ciclo Olmos. Estas fallas tienen direcciones NE-SO y ONO-ESE, es decir, son paralelas a los márgenes septentrional del Sistema Central y meridional de la Sierra de Cameros, respectivamente (Fig. 1). Al norte, como se describe más adelante, los denominados altos de San Pedro y de Iglesias son también estructuras compresivas de basamento, subparalelas al Frente Cantábrico, cuyo desarrollo indica que la compresión no cesó geográficamente en el mencionado frente, sino que, como ocurre en transversales más al oeste (Alonso *et al.*, 1996; Espina *et al.*, 1996), ésta se propagó hacia el antepaís.

### La estructura del diapiro de Salinas de Rosío y su entorno

La estructura general de esta zona es la de un anti-forme de dirección NO-SE a ONO-ESE, el anticlinal de La Hoz, cuyo núcleo contiene a la estructura diapírica (Fig. 2). La geometría, suavemente inclinada de su flanco norte y verticalizada del flanco sur, pone de manifiesto su vergencia sur, reconocible tanto en subsuelo como en superficie. Otro aspecto destacado de la estructura anticlinal es la asimetría que presenta la estratigrafía de ambos flancos. Según se observa en superficie y en subsuelo, los espesores de la cobertera mesozoica son notablemente mayores en el flanco norte, especialmente en lo que concierne a las formaciones del Cretácico Inferior, que aumentan bruscamente de espesor, mientras que en el flanco sur mantienen valores más constantes. Por otro lado, sobre el flanco sur se desarrolla una potente serie de depósitos terciarios continentales, inexistente en el flanco norte, que forma parte del relleno de la cubeta terciaria de Villarcayo (Fig. 5).

Esta estructura se ha visto condicionada por los siguientes factores:

- Su posición central en la Cubeta Alavesa, aunque en una zona de tránsito hacia zonas septentrionales más subsidentes representadas en el flanco norte de la estructura. Esta subsidencia diferencial está controlada, en parte, por una serie de fallas normales sinsedimentarias, con buzamiento original al norte, que están regionalmente asociadas a la tectónica extensional intramesozoica (Fig. 5).

- Su comportamiento como alto salino simultáneamente y como consecuencia de la tectónica extensional mencionada. Así, en la zona de estudio se vuelve a dar la asociación de estructuras "alto salino/falla normal/semigraben ó surco subsidente", que es característica en toda la Cuenca Mesozoica Cantábrica.

- Su inversión durante la compresión, que dio lugar a una estructura anticlinal vergente al sur, plegada y despe-

gada por encima del zócalo o a favor del Keuper. Durante este proceso se produjeron nuevos movimientos halocinéticos que resultaron en la extrusión en masa de un gran volumen de material plástico derivado del Keuper y su emplazamiento de forma gravitacional en la parte alta del conjunto sinorogénico que rellena la cuenca terciaria de Villarcayo (Martín Alafont *et al.*, 1977).

Los cortes I-I' a IV-IV' de la figura 5 muestran la asociación de estructuras descrita anteriormente. En este caso la geometría del bloque situado al norte del alto salino es la de un surco cuya tendencia subsidente hacia los sectores más septentrionales de la cuenca está localmente acentuada por la presencia de las fallas que delimitan la pared meridional del diapiro de Villasana de Mena (Fig. 5, corte IV-IV')

Las fallas normales sinsedimentarias asociadas al alto salino son difíciles de ver en sísmica, y su posición se deduce principalmente por el brusco incremento de espesores en el flanco norte. Su salto se amortigua hacia techo, por lo que en superficie presenta menor cuantía que la observada en profundidad. Además, en muchos casos, sus trazas presentan relaciones geométricas equívocas como consecuencia de su posterior inversión como fallas inversas durante la compresión e incluso, eventualmente, de su reactivación como fallas normales durante el propio ascenso del material diapírico o durante la distensión finiterciaria. Estas estructuras tienen una continuidad, según dirección, limitada, y quedan relevadas en su movimiento por estructuras contiguas. Aunque estas fallas normales (junto con la tectónica salina) controlaron fundamentalmente el depósito diferencial de las formaciones del Cretácico Inferior, su movimiento llegó a afectar el depósito de las margas del Cenomaniense-Turonense (Fms. Puente de, Hornillatorre, Cueva y Nidáguila) y en mucha menor cuantía el resto del Cretácico Superior. En consecuencia, estas últimas formaciones también presentan incrementos de espesores en los bloques de techo de las citadas fallas. El funcionamiento en detalle de estas estructuras es complejo y su evolución, difícil de establecer, en parte por la indefinición en subsuelo de las diferentes macrosecuencias del Cretácico Inferior.

Como se ha mencionado en párrafos precedentes, la tectónica salina se desarrolló simultáneamente y como consecuencia de la extensión intramesozoica. Se desconocen los pormenores sobre la puesta en marcha de la halocinesis que muy bien pudo estar inducida, contraste de densidades aparte, por la sobrecarga litostática asociada a los depocentros. Una revisión de los modelos genéticos de las estructuras salinas de la Cordillera Cantábrica se puede ver en Serrano y Martínez del Olmo (1990) y Klimovitz *et al.* (1999). Una vez iniciada, la halocinesis se prolongó en el tiempo respecto a la extensión mecánica, y generó estructuras de carácter propio. Este proceso se ha comprobado en otros puntos de la región, por ejemplo en el diapiro de Poza de la Sal (ENRESA, 1994-1996; Rodríguez Cañas *et al.*, 1994), y parece que se repite en la zona de estudio ya que el alto salino persiste como tal hasta, al menos, bien en-

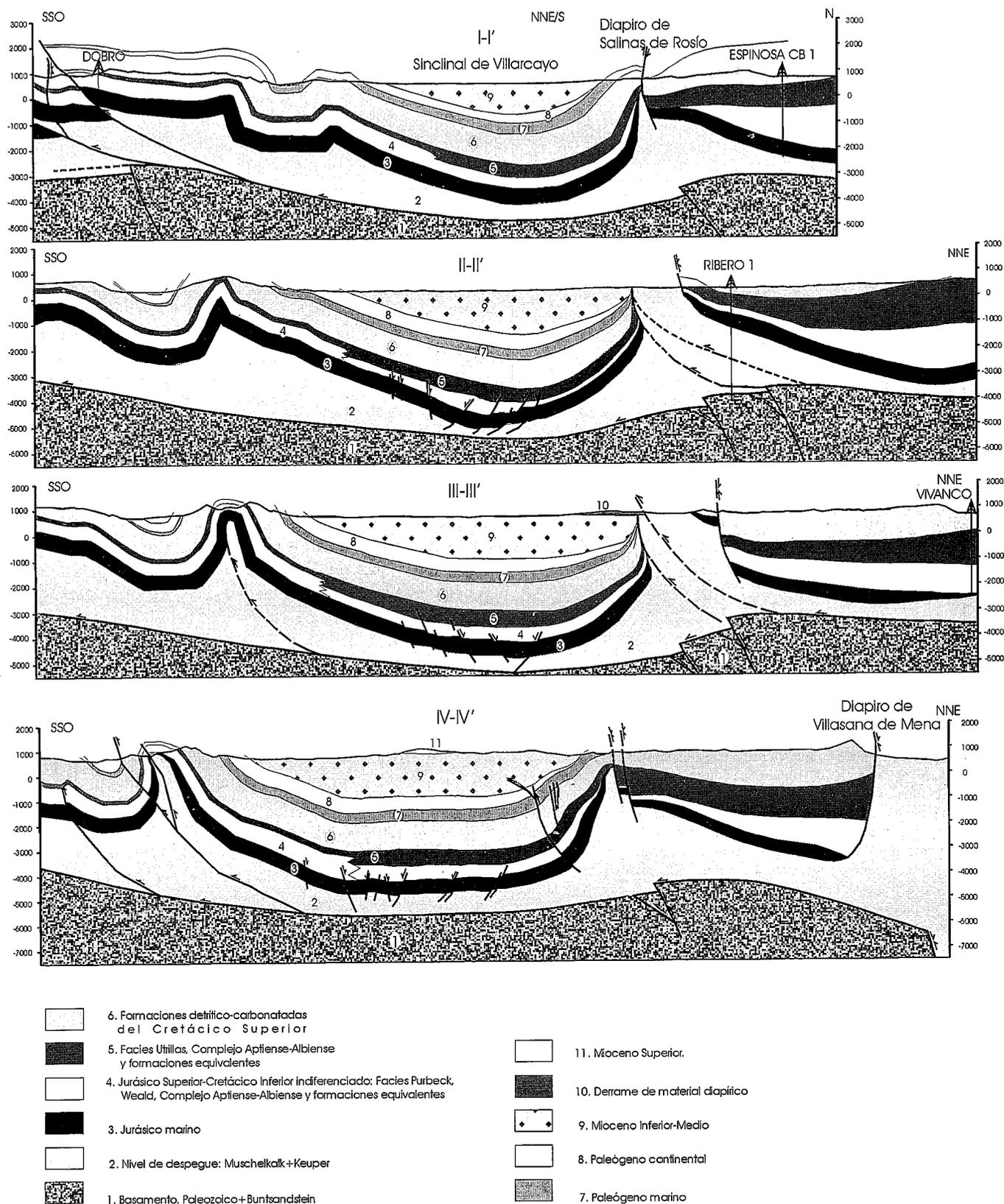
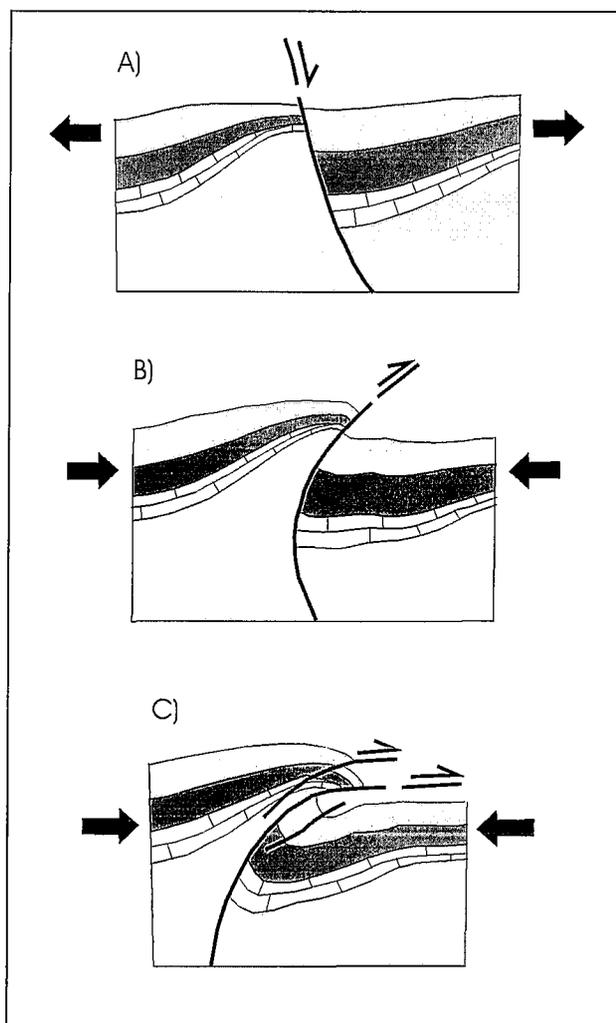


Figura 5.- Cortes geológicos I-I' a IV-IV' de la figura 2, en el entorno del diapiro de Salinas de Rosío-Cuenca de Villarcayo.



**Figura 6.-** Esquema general del efecto que la compresión terciaria produce en una estructura extensional y salina característica de la Cordillera Vascocantábrica (ver explicación más detallada en el texto): A) Fase extensional y de ascenso del material salino con sedimentación diferencial de depósitos *sinrift* a ambos lados de la falla normal. B) La compresión produce un apretamiento general de la estructura previa y una rotación del plano de falla como consecuencia del empuje del semigraben o surco subsidente sobre el material plástico existente en el núcleo del alto salino. La estructura de la transversal más occidental del diapiro de Salinas de Rosío (Fig. 5, corte I-I') se aproxima a esta geometría C) Si el apretamiento es fuerte, se puede llegar a producir el retrocabalgamiento parcial del anticlinal salino y la extrusión de material salino sobre el semigraben o surco subsidente contiguo.

trado el Paleógeno. El adelgazamiento paulatino, aunque con desarrollo de discordancias y truncaciones internas, de las formaciones del Cretácico Superior y Paleógeno, observado en el flanco meridional de la estructura, pone de manifiesto un crecimiento más o menos sostenido de ésta que, aparentemente, nunca llegó a perforar la cobertura, aunque eventualmente fuera subafiorante.

El primer efecto de la compresión terciaria fue el plegamiento de la estructura extensional descrita anteriormente y su desenraizamiento y desplazamiento por encima del zócalo, conjuntamente con el resto de la cobertura, a favor del Keuper, que funcionó como superficie general de despegue (Fig. 5). En términos generales, el plegamiento es isopaco y fue producido por *buc-*

*kling*, con apretamiento paralelo a las capas; el mecanismo interno de deformación ha sido el deslizamiento flexural intracapa, como demuestran las abundantes estrías de calcita y otros indicadores cinemáticos que se encuentran, principalmente, sobre las superficies de estratificación de los términos carbonatados del Cretácico Superior. En el caso de estructuras anticlinales como las existentes al sur del sinclinal de Villarcayo, su geometría es próxima a los "pliegues caja" es decir, con flancos verticalizados y zonas de charnela relativamente laxas (Fig. 5, cortes III-III' y IV-IV'). Existe una vergencia generalizada de los pliegues hacia el S ó SSO, aunque también se dan retrovergencias puntuales e incluso cambios de vergencias a lo largo del eje de una misma estructura (Fig. 5, cortes I-I' y II-II').

A escala regional, es normal observar una cierta disarmonía entre el plegamiento sufrido por los términos carbonatados del Cretácico Superior y el conjunto detrítico del Cretácico Inferior, y en ocasiones también entre este último y el Jurásico marino. Este hecho viene impuesto por el contraste litológico entre los tramos descritos, por las variaciones de espesor y por la existencia de una estructura extensional previa. Estos factores determinan asimismo que la deformación compresiva se concentre en los altos salinos; éstos acentúan su geometría anticlinal y llegan a romper parcial o totalmente a favor de fallas inversas o cabalgamientos, facilitando, como ocurre en la zona de estudio, la extrusión de material plástico del Keuper. Contrariamente, las zonas de surco, por ejemplo el sinclinal de Villarcayo y el sector norte de la zona de estudio, sufren sólo un moderado apretamiento que acentúa ligeramente su estructura sinforme heredada de la fase extensional. Al desarrollo definitivo de la geometría compresiva contribuye una nueva y simultánea migración de material plástico del Keuper, desde el núcleo de las zonas sinclinales o sinclinales hacia el núcleo de las zonas anticlinales.

El tipo de estructura extensional desarrollada en el diapiro de Salinas de Rosío ha facilitado su transformación, durante la compresión, en un anticlinal vergente al sur, con un flanco meridional, prolongación del sinclinal de Villarcayo, verticalizado, y un flanco septentrional subhorizontal o ligeramente inclinado hacia el norte. La diferencia de espesores, controlada por fallas, entre el flanco norte y el flanco sur, y la concentración previa, debajo de este último, de abundante material salino, provocaron durante la compresión un efecto típico ya observado en otros puntos de la Cordillera Cantábrica (por ejemplo, en la Banda Plegada y Plataforma Burgalesa; ENRESA 1994-1996). Este efecto es una variación del "efecto *buttressing* (contrafuerte)" definido por algunos autores (Gillcrist *et al.*, 1987) cuando un semigraben es invertido y "choca" contra la "pared" rígida del plano de falla que lo ha generado. En el caso de numerosas estructuras salinas de la Cordillera Cantábrica, la ausencia de esta "pared" y la presencia en su lugar de abundante material incompetente, producen la rotación del plano de falla y el retrocabalgamiento parcial o total del flanco meridional sobre el semigraben o surco

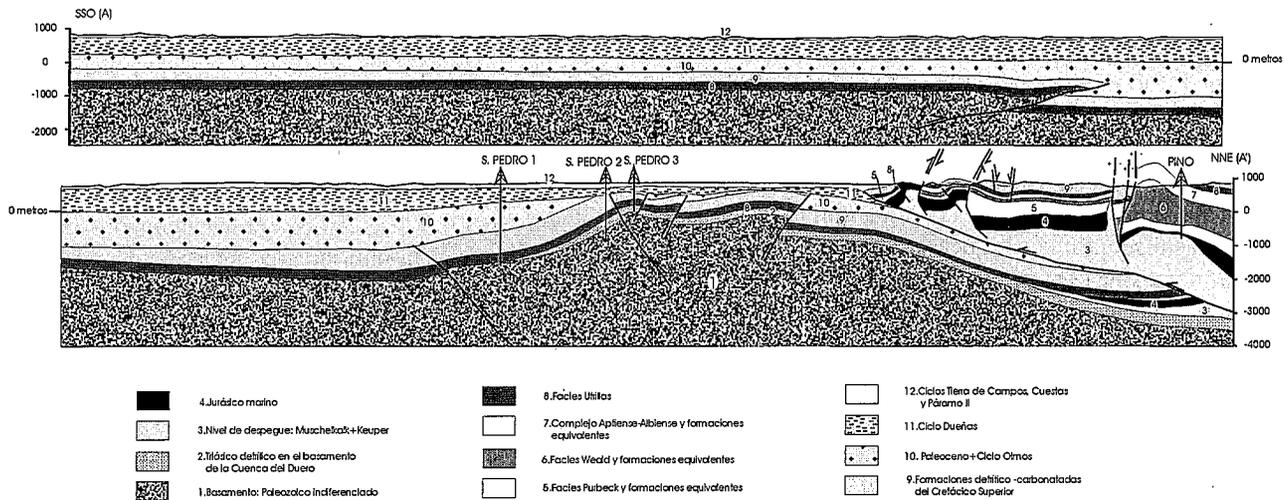


Figura 7.- Corte geológico A-A' de la figura 2 en el que se muestra la geometría del cabalgamiento del Frente Cantábrico sobre el margen septentrional de la Cuenca del Duero y la estructura del alto de San Pedro-Iglesias

subsidente contiguo, simultáneamente al plegamiento de todo el conjunto (Fig. 6). La estructura del diapiro de Salinas de Rosío en su transversal más occidental (Fig. 5, corte I-I') refleja de forma incipiente este efecto.

Como se ha indicado más arriba, simultáneamente y como consecuencia de la propia compresión, tuvo lugar la migración y ascenso de material plástico hacia el núcleo del anticlinal, hecho que produjo, circunstancialmente, una situación con  $\sigma_1$ , vertical, es decir distensiva, en un contexto regional compresivo. Esta situación permite explicar el desarrollo local de estructuras distensivas en coexistencia con el dispositivo compresivo general y, quizá también, las relaciones geométricas anómalas observadas a lo largo de algunas estructuras.

Otra de las consecuencias de la compresión en la zona de estudio fue la evolución del sinclinal de Villarcayo, durante el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior y Medio, como depocentro asociado al desarrollo del anticlinal de La Hoz, si bien los primeros depósitos continentales de esta cuenca, del Eoceno Superior-Oligoceno, se debieron producir en un contexto geográfico más amplio. La estructura diapírica de Salinas de Rosío, situada en el extremo noroccidental de la cuenca, fue una de sus principales fuentes de alimentación. Sobre el flanco meridional de esta estructura se desarrolló una potente serie clástica sintectónica, formada por conglomerados desarrollados en zonas apicales de abanicos aluviales que pasan con rapidez lateralmente a las facies margocalcáreas lacustres y palustres dominantes en el centro de la cuenca. Los conglomerados muestran complicadas discordancias internas que responden a una evolución multiepisódica del flanco meridional de la estructura diapírica, aunque en conjunto se puede decir que describen una discordancia progresiva del tipo *offlap/onlap* de Riba (1976), indicando un incremento/ralentización de la actividad diastrófica. Según las dataciones realizadas (ENRESA, 1994-1996), el máximo diastrófico correspondería al intervalo Oligo-

ceno Superior- Mioceno Inferior, de modo que a partir de ese momento hasta el Mioceno Medio, se produce una ralentización de la actividad tectónica.

No obstante esta tendencia general, en los estadios finales de la compresión se produjo la salida o extrusión del derrame diapírico a modo de depósito caótico de tipo olistostromico que, con forma de lengua y sentido de movimiento hacia el sur, se emplazó en la parte alta del conjunto sinorogénico (Fig. 5, corte III-III') (Martín Alafont *et al.*, 1977). Con una disposición original horizontal o ligeramente sinclinal según un eje N-S, tiene una longitud superior a los 8 kms, una anchura entre 3 y 4 kms y un espesor máximo estimado entre 140-200 m.

#### La estructura del alto de San Pedro- Iglesias

La estructura profunda del margen norte de la Cuenca del Duero se sintetiza en el mapa de isobatas de la base del Terciario (GESSAL, en ENRESA, 1994-1996) (Fig.2). Por falta de resolución sísmica, el mapa omite la cartografía del reflector correspondiente en los sectores más septentrionales de la cuenca, supuestamente cobijados por el Cabalgamiento Frontal Cantábrico. El mapa muestra de forma inmediata los altos estructurales de San Pedro y de Iglesias, el primero más septentrional, que, con dirección aproximada ONO-ESE, separan una zona intermedia sinclinal o de surco. Al sur del alto de Iglesias, la estructura de la base del terciario es aproximadamente subtabular, si bien en el sector más meridional se han cartografiado dos pequeños anticlinales supuestamente limitados por fallas inversas de escaso salto. Es obvio decir que, dado el carácter solidario de la cobertera mesozoica con su zócalo hercínico, la estructura que se acaba de describir refleja la del conjunto del basamento de la cuenca en el ámbito de la zona de estudio.

El alto de San Pedro tiene una geometría anticlinal resultado del funcionamiento de fallas inversas de án-

gulo medio-alto que, con saltos relativamente pequeños y vergencias opuestas, elevan el techo del basamento a más de 1.000 m por encima de su altura regional (Fig. 7). La más meridional de estas fallas (Fig. 2), con vergencia sur y un buzamiento en torno a los 35-50°, es la que presenta una traza más continua, formando el límite sur de la estructura. El resto de las fallas tienen una traza más discontinua y en ocasiones presentan vergencias al norte que confieren a la estructura anticlinal una cierta geometría de *pop up* (Fig. 7). El conjunto de la estructura se puede interpretar en términos de pliegues de acomodación (*fault bend folds*), como una estructura anticlinal de basamento desarrollada en el bloque de techo de una rampa emergente, cuya traza coincidiría con la del cabalgamiento más meridional que forma el límite sur de la estructura (Fig. 7). El resto de las fallas serían, por tanto, fallas antitéticas y sintéticas, asociadas a la principal.

El alto de Iglesias tiene una interpretación similar, aunque en este caso se trata de una estructura menos acusada (la elevación del techo del basamento oscila en torno a los 500 m) y con vergencia norte. De las tres fallas cartografiadas en esta estructura (Fig. 2), la principal es la más meridional; las dos restantes, desarrolladas en el bloque de muro de aquella, son pequeñas fallas inversas que, por su escaso salto, no se han representado en el corte (Fig. 7). Como se puede ver en el mapa (Fig. 2), las fallas asociadas al alto de Iglesias tienen poca continuidad lateral, y su estructura se atenúa rápidamente hacia ambos lados. El buzamiento del plano de falla o cabalgamiento principal es menor (15-20°) que el correspondiente al de la estructura de San Pedro. La acomodación del bloque de techo al perfil de la rampa infrayacente produce en este caso una geometría anticlinal/sinclinal muy laxa (Fig. 7).

Entre los dos altos, el mapa de isobatas muestra un sinclinal muy suave, de fondo relativamente plano, que es la zona de máximo apilamiento de depósitos sintectónicos, con más de 2.000 m de espesor. La acumulación máxima en este surco intermedio debió estar controlada por un efecto mixto entre el levantamiento de los dos altos limítrofes y la subsidencia por carga litostática del sustrato de la cuenca, producida por las imbricaciones.

### Corte Compensado de la transversal burgalesa de la Cordillera Cantábrica. Discusión

La transversal que se presenta en este trabajo ocupa una posición intermedia entre las correspondientes al sector riojano, al este, y al sector leonés, al oeste. En la primera, el dispositivo estructural de la cadena es similar al del Frente Surpirenaico, del que de hecho constituye su prolongación. Este dispositivo consiste en una cobertera mesozoica despegada de su sustrato a favor del Keuper, y ampliamente cabalgante sobre la Cuenca del Ebro, cuyo relleno, sin embargo, reposa sobre un basamento (zócalo paleozoico y delgada cobertera mesozoica) esencialmente plano. Martínez Torres

(1993) sugiere un desplazamiento de la Cubeta Alavesa sobre la Cuenca del Ebro superior a los 15 km que, según Jurado y Riba (1996), puede llegar a los 30-40 km.

En contraste con esta transversal, en el sector leonés la cobertera mesozoica permanece solidaria respecto a los materiales paleozoicos del Macizo del Ebro. En ella Alonso *et al.* (1996) relacionan el levantamiento alpino de la cadena con la imbricación hacia el sur del basamento a favor de una rampa de cabalgamiento, con unos 15° de buzamiento hacia el norte, que enraizaría en una superficie intracrustal de despegue situada a unos 12-15 km de profundidad. La geometría de la deformación asociada se explicaría en términos de pliegues de acomodación (*fault bend folds*; Suppe, 1983), de manera que la vertiente septentrional de la cadena forma una «culminación dorsal» (Butler, 1982) de un pliegue de acomodación cuyo desplazamiento es menor que la longitud de la rampa. En la misma transversal, Espina (1996) reconoce la existencia de una tectónica extensional definida por la presencia de fallas normales, de dirección E-O a NO-SE y buzamiento al N y NE, que delimitan bloques de basamento sobre los que se instalan cuencas semigraben rellenas de depósitos *sinrift* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior. La geometría de estas fallas sugiere su enraizamiento en la anteriormente mencionada superficie intracrustal de despegue que, según Espina (1996), presentaría una ligera inclinación hacia el norte. La inversión de todo este dispositivo extensional durante la compresión alpina sería, además, responsable del plegamiento por *buckling* del sustrato de los sectores más próximos de la Cuenca del Duero (Espina *et al.*, 1996), posiblemente como consecuencia de un efecto de *buttressing* o contrafuerte (Gillcrust *et al.*, 1987).

El corte compensado de la figura 8, realizado a partir de la unión de los cortes A-A' y B-B' de la figura 2, resume la estructura de la transversal burgalesa de la Cordillera Cantábrica. El corte es subparalelo a la dirección del transporte tectónico que viene determinada por la perpendicular a las directrices de la cadena, y está compensado exclusivamente al nivel de la cobertera por el método de la compensación de líneas (Dahlsstrom, 1969). El acortamiento estimado en la totalidad de la transversal es de 22 km (21%), de los cuales aproximadamente 12 km corresponden al solapamiento de la Banda Plegada sobre la Cuenca del Duero (ENRESA, 1994-1996; Malagón *et al.*, 1994; Hernaiz *et al.*, 1994). La rampa en el bloque de muro no es visible con nitidez en ninguna de las líneas sísmicas que atraviesan la zona, y su localización viene impuesta por el espesor de la cobertera en el sinclinal de Polientes. Consecuentemente, el sistema frontal de cabalgamientos se trasladó desde el límite meridional de la Cubeta Alavesa (Sierra de Cantabria y Montes de Tesla y Obarenes) hasta el frente de la Banda Plegada. El arco de Rojas se puede considerar como una estructura lateral de este frente aunque su posición actual tan oriental está posiblemente acentuada por el funcionamiento dextral de la falla de Ubierna y sinistral de la falla de Carrales (Fig. 2), en estadios tardíos de la compresión (ENRESA,

1994-1996; Rodríguez Cañas *et al.*, 1994; Hernaiz *et al.*, 1994; Hernaiz, 1994). El solapamiento citado se va amortiguando hacia el oeste hasta desaparecer totalmente en la transversal del Macizo Paleozoico Asturiano. Los altos de San Pedro e Iglesias se interpretan como estructuras compresivas de basamento en las que, siguiendo los modelos de Alonso *et al.* (1996) y Espina (1996), los cabalgamientos enraízan en una supuesta superficie intracrustal de despegue, suavemente inclinada hacia el norte, situada aproximadamente a unos 14 km de profundidad. Esta superficie estaría, así pues, heredada de la fase extensional intramesozoica, y en ella enraizarían las fallas normales de geometría lítrica que controlaron el estiramiento cortical y la rotación de bloques.

En la parte meridional de la anteriormente citada transversal riojana llama la atención, en contraposición al sustrato indeformado de la Cuenca del Ebro, la presencia del Macizo de La Demanda-Cameros. Este es probablemente uno de los mejores ejemplos de inversión tectónica de la Península Ibérica. La extensión intramesozoica controló una acumulación de depósitos *sinrift* superior a los 5.000 m en una cuenca semigraben de dirección aproximadamente ONO-ESE, ortogonal al estiramiento. Según unos autores (Guiraud y Seguret, 1985; Casas y Simón, 1992), esta cuenca estaría limitada al norte por una falla normal sinsedimentaria y, según otros (Mas *et al.*, 1993), respondería a un modelo de *sag basin* por adaptación de su sustrato a un *detachment* intracrustal no aflorante. La compresión alpina produjo el levantamiento de esta cuenca mesozoica a altitudes por encima de los 2.000 m, determinando su configuración alpina actual en forma de gran anticlinal de basamento de orientación E-O, cortado en su flanco norte por un cabalgamiento principal con esta misma dirección y un desplazamiento aproximado de 25 km, sobre los depósitos terciarios de la Cuenca del Ebro. En detalle, la geometría de este cabalgamiento es la de una rampa suave de bloque inferior con unos 10-20° de buzamiento sobre los depósitos terciarios, y un rellano continuo de bloque superior, situado en los niveles plásticos del Triásico Superior. Es decir, el cabalgamiento principal debe enraizar, por su buzamiento, en el zócalo hercínico e involucrar a éste en la deformación. Así se comprueba en el núcleo de la estructura (Sierra de La Demanda), donde afloran series paleozoicas correlacionables con las de la Zona Asturoccidental-Leonesa, discordantes sobre un Precámbrico esencialmente pelítico.

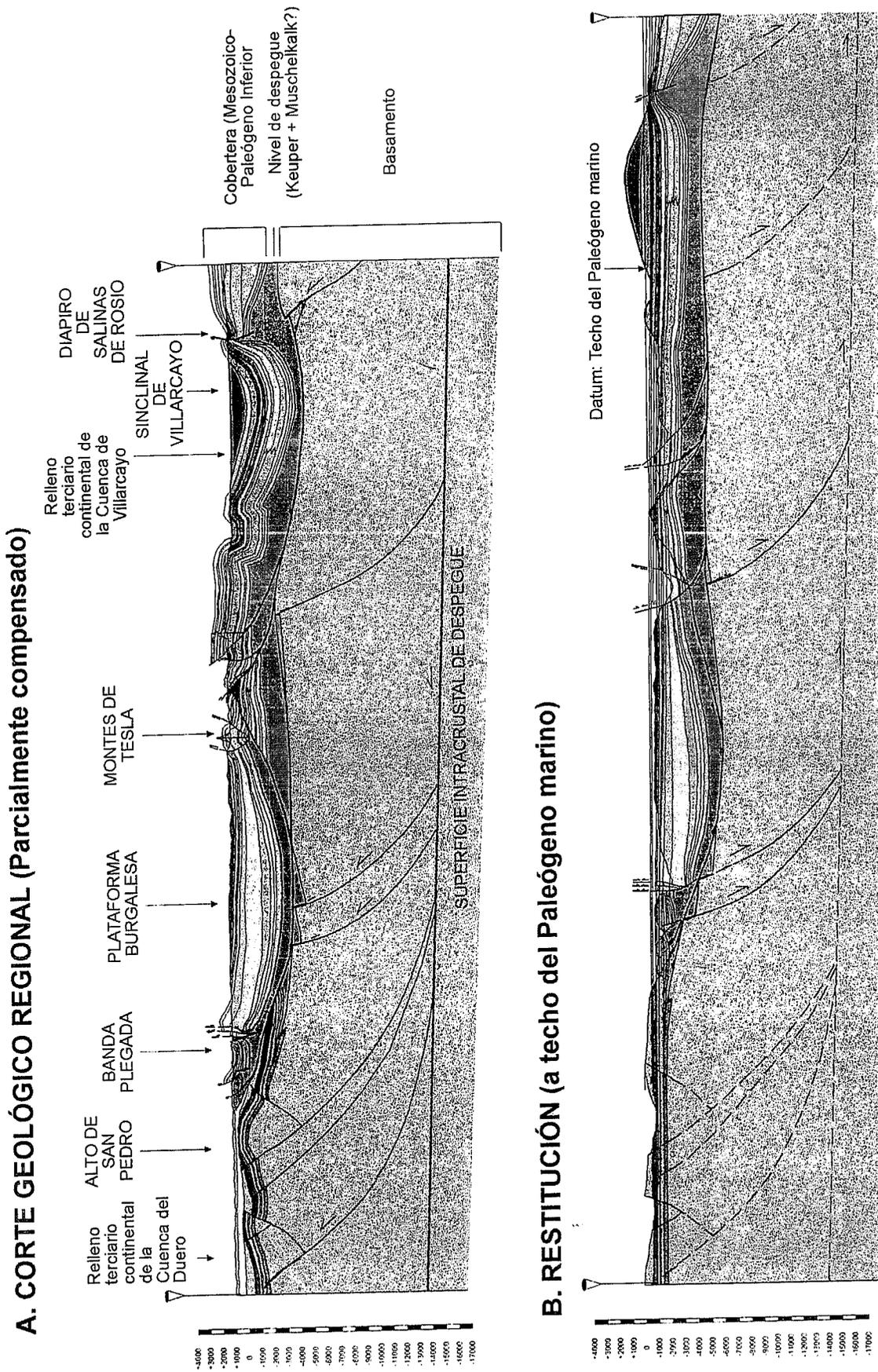
En la figura 2, el mapa de isobatas del techo del basamento de la Cuenca del Duero pone de manifiesto la continuidad estructural de los altos de San Pedro e Iglesias con el margen occidental del Macizo de La Demanda-Cameros. La sierra de Atapuerca parece servir de enlace entre ambas estructuras. En el presente trabajo se sugiere que los altos de San Pedro e Iglesias constituyen la terminación NO de la Cordillera Ibérica, la cual se desarrolló en el antepaís de la Cordillera Pirenaico-Cantábrica como una gran estructura de basamento oblicua a la misma. Mientras persista la ausen-

cia de perfiles de sismica de reflexión profunda en las zonas centrales de la Península, los mecanismos de propagación de la deformación desde las cadenas colisionales hacia el interior de la Placa Ibérica permanecerán inciertos. Esta incertidumbre es extrema en el caso del Sistema Central, cuya estructura en forma de *uplift* doblemente cabalgante sobre sus cuencas limítrofes, se ha relacionado con la compresión ejercida desde la Cordillera Cantábrica y, principalmente, desde las Cordilleras Béticas (Warburton y Alvarez, 1989).

En cuanto a la edad de la deformación, ésta queda acotada por la edad de los depósitos involucrados en ella (ENRESA, 1994-1996; Hernaiz *et al.*, 1994). Así, el levantamiento de la estructura de San Pedro se produce esencialmente durante el depósito del ciclo Olmos, de carácter sintectónico y edad Eoceno Superior-Oligoceno. Más en detalle, en las líneas sísmicas de la cuenca se puede apreciar que el alto de Iglesias está fosilizado por los términos superiores de este ciclo, mientras que los mismos términos se acuñan sintectónicamente hacia el alto de San Pedro, donde incluso podrían estar pinzados por alguna de las fallas inversas. Es decir, aunque ambas estructuras iniciaron su levantamiento de forma más o menos coetánea, la estructura de San Pedro siguió funcionando cuando la de Iglesias cesó. De hecho, el levantamiento de la estructura de San Pedro se prolongó, aunque más atenuado, hasta bien entrado el Ageniense, provocando el adelgazamiento simultáneo de los términos inferiores del ciclo Dueñas hacia la cresta de la estructura. En el margen meridional cantábrico se considera que el Cabalgamiento Frontal cobija ampliamente al ciclo Olmos y también, aunque en menor medida, a los términos basales (Fm. Detrítica Basal) del ciclo Dueñas. Los términos superiores de este ciclo, la Fm. San Pedro (ENRESA, 1994-1996) y la facies Dueñas (Olmo y Portero, 1978), fosilizan con claridad la mayor parte de la traza de este cabalgamiento, y datan como Ageniense basal la etapa más moderna del desplazamiento principal de esta estructura. No obstante, en algunos puntos de esta transversal y en sectores más orientales, se reconocen reactivaciones puntuales del Cabalgamiento Frontal y/o estructuras asociadas, que producen pequeños pinzamientos de las facies conglomeráticas proximales del ciclo suprayacente Tierra de Campos.

## Conclusiones

Aunque generadas en el mismo proceso orogénico, la compresión de la Cuenca Mesozoica Cantábrica, el estilo deformativo contrapuesto que presentan las estructuras del diapiro de Salinas de Rosío y del alto de San Pedro Iglesias deriva, en última instancia, de su posición relativa dentro de ésta. En el dominio, más interno, de la Cubeta Alavesa, la tectónica extensional controló una acumulación diferencial de sedimentos y ambos procesos pusieron en marcha y alimentaron el desarrollo de una tectónica salina muy activa. Situado dentro de este dominio, el diapiro de Salinas de Rosío, muestra una asociación de estructuras "alto salino/fa-



**Figura 8.-** Corte parcialmente compensado (exclusivamente al nivel de la cobertera mesozoica, por el método de la compensación de la longitud de las capas) del sector burgalés de la Cordillera Vascoantabárica y del margen septentrional de la Cuenca del Duero según una traza aproximada a la transversal A-A'+B-B' de la figura 2.

llas normales sinsedimentarias/surco subsidente", que es diagnóstica de este contexto tectónico. Los fuertes espesores de material plástico del Keuper y su facilidad para fluir como respuesta a la acción conjunta de la extensión y la carga litostática fueron determinantes en el desarrollo de la tectónica salina y, de hecho, controlan su ámbito de actuación, que se extiende hasta el mismo margen meridional de la Cordillera Cantábrica. Durante la compresión, el funcionamiento del Keuper como superficie general de despegue, facilitó el desplazamiento de la cobertera mesozoica hacia el sur y, con ella, del diapiro de Salinas de Rosfo, sin modificar sustancialmente su geometría extensional original.

Con una posición mucho más marginal en la cuenca, sin una configuración extensional previa ni superficie de despegue equivalente, el alto de San Pedro-Iglesias se desarrolló en el margen septentrional de la cuenca de antepaís (Cuenca del Duero) como una estructura compresiva de basamento, en la que los cabalgamientos que la limitan se interpretan enraizados en un *detachment* intracrustal. Este *detachment* es imperceptible en las líneas sísmicas de la zona y su posición, supuesta a unos 14 km de profundidad y con una ligera inclinación hacia el norte, se ha adoptado por correlación con el modelo propuesto por Alonso *et al.* (1996) y Espina (1996) para la transversal leonesa de la Cordillera. El *detachment* sería una superficie heredada de la fase extensional intramesozoica y en ella habrían enraizado las fallas normales de geometría lística que controlaron el estiramiento cortical y la rotación de bloques de basamento en sectores más internos de la cuenca.

El estudio de estas dos estructuras ha permitido completar un corte de la transversal burgalesa de la Cordillera Cantábrica que, compensado por el método de la longitud de capas exclusivamente para el nivel de la cobertera mesozoico-terciaria, ha permitido estimar un acortamiento total de 22 km para este sector de la cadena; de ellos, aproximadamente 12 km corresponden al desplazamiento del Frente Cantábrico por encima del margen septentrional de la Cuenca del Duero.

A la vista de la continuidad estructural bajo el subsuelo de los altos de San Pedro-Iglesias con el margen occidental del Macizo de La Demanda-Cameros, en el presente trabajo se sugiere que los mencionados altos constituyen la terminación NO de la Cordillera Ibérica, la cual se desarrolló en el antepaís de la Cordillera Pirenaico-Cantábrica como una gran estructura de basamento oblicua a la misma. Queda pendiente para futuros trabajos la investigación del mecanismo de propagación de la deformación desde estas (Cordilleras Cantábrica y Pirineos) y otras cadenas colisionales (Cordilleras Béticas) hacia el interior de la Placa Ibérica, cuyo caso más significativo, aparte de la Cadena Ibérica, es el *uplift* del Sistema Central.

Este trabajo es, en buena parte, un resumen de los estudios estratigráficos, sedimentológicos y, sobre todo, estructurales desarrollados por ENRESA en la Cordillera Cantábrica y en la Cuenca del Duero. Estos estudios concluyeron

en 1996 y se integran en un proyecto más amplio que comprendió el conjunto de la Península. Desde la fecha indicada y como consecuencia de un cambio de directrices, se paralizaron todos los trabajos de campo, quedando en los archivos de ENRESA un importante volumen de información geológica, de gran interés científico, que ha servido de base para la elaboración de este trabajo. El carácter confidencial de la mayoría de los datos ha condicionado la reproducción limitada de los mismos, especialmente en lo que concierne a la interpretación de líneas sísmicas. La participación de los siguientes técnicos, resultó fundamental para el conocimiento geológico de las zonas mencionadas: Antonio Pineda de EP-TISA; Iñiqui García, de INGEMISA; y Consuelo Rodríguez Cañas, Ana Serrano y Enrique Hernández de GESSAL. Las correcciones y sugerencias realizadas por los Drs. Josep M<sup>a</sup> Salvany, Juan José Gómez y un tercer revisor anónimo han contribuido a la mejora de la calidad del texto. Queremos agradecer a ENRESA las facilidades dadas para su publicación.

### Bibliografía

- 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). En: *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 in structures in thrust belts. *Jour. Struct. Geol.*, 4: 239-245.
- Carreras, F., del Olmo, P. y Ramírez del Pozo, J. (1978): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Villarcayo (109) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, IGME, Madrid.
- Casas Sainz A.M. y Simón Gómez J.L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 14: 521-530.
- Ciry, R. (1940): Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 74: 519 p
- Dahlstrom, C.D.A. (1969): Balanced cross sections. *Can. Jour. Earth Sci.*, 6: 743-757.
- ENRESA (1994-1996): Proyectos AFA y ZOA. Inéditos.
- Espina, R.G. (1996): Tectónica extensional en el borde occidental de la Cuenca Vasco-Cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Geogaceta*, 20 (4): 890-892.
- Espina, G.R., Alonso, J.L. y Pulgar J.A. (1996): Growth and propagation of buckle folds determined from syntectonic sediments (The Ubierna Fold Belt, Cantabrian Mountains, N Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 18: 431-441.
- Espina, R.G., De Vicente, G. y Muñoz Martín, A. (1996): Análisis poblacional de falla alpinas en el borde occidental de la Cuenca Vasco-cantábrica (Cordillera Cantábrica, NO de España). *Geogaceta*, 20(4): 937-938.
- Feuille, P. y Rat, P. (1971): Structures et paleogéographies pyrénéo-cantabriques. En: *Histoire structurale du Golfe de Gascogne*, 2: 1-48. Ediciones Technip.
- Guiraud, M. y Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the Late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip Basin (Northern Spain). En: *Strike slip Deformation, Basin Formation and Sedimentation* (K.T. Biddle y N. Christie-Blick, Eds.), *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Pub.* 37: 159-175.
- Gillcrist, R., Coward, M.P y Mugnier, J.L. (1987) Structural

- inversion, examples from the Alpine Foreland and the French Alps. *Geodinámica Acta*, 1: 5-34.
- Hernaiz, P.P. (1994): La falla de Ubierna (margen SO de la Cuenca Cantábrica). *Geogaceta*, 16: 39-42.
- Hernaiz, P.P., Serrano, A., P.P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Evolución estructural del margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 143-146.
- Jurado, M.J. y Riba, O. (1996): The Rioja Area (westernmost Ebro Basin): a ramp valley with neighbouring piggybacks, En: *Tertiary basins of Spain: The Stratigraphic record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 173-179.
- Klimovitz, J., Malagón, J., Quesada, S. y Serrano, A. (1999): Desarrollo y evolución de las estructuras salinas mesozoicas en la parte suroccidental de la Cuenca Vascocantábrica (Norte de España): implicaciones exploratorias. En: *Libro Homenaje a José Ramirez del Pozo* (AGGEP, Eds.): 159-166.
- Malagón, J., Hernaiz, P.P., Rodríguez Cañas, C. y Serrano, A. (1994): Notas sobre la inversión tectónica y aloctonía de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 139-143.
- Martín Alafont, J. M., Carreras Suárez, F. y Ramírez del Pozo, J. (1977): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Medina de Pomar (110) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, IGME, Madrid.
- Martínez Torres, L. M. (1993): Corte balanceado de la Sierra de Cantabria (Cabalgamiento de la Cuenca Vasco-Cantábrica sobre la Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 14: 113-115.
- Mas, J.R., Alonso, A. y Guimerá, J. (1993): Evolución tectosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 129-144.
- Mediavilla, R. M. (1985): Estratigrafía y sedimentología del Neógeno de Palencia. Tesis de Licenciatura, Univ. de Salamanca: 135 p.
- Olmo, P. del y Portero, J.M. (1978): *Mapa y memoria explicativa de la Hoja de Dueñas (331) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000*, IGME, Madrid.
- Portero, J.M., Olmo, P., Ramírez, J. y Vargas, I. (1982): Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero. *Temas Geológico Mineros*, 6 (1), IGME: 11-40.
- Riba, O. (1976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A generic interpretation. *Sedim. Geol.*, 15: 213-233.
- Rodríguez Cañas, C., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Serrano, A. (1994): Notas sobre la estructura cabalgante de Rojas-Santa Casilda. *Geogaceta*, 15: 135-138.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Martín Serrano, A. y Dabrio, C.J. (1996): The Duero Basin, a general overview. En: *Tertiary basins of Spain: The Stratigraphic record of Crustal Kinematics* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge University Press, Cambridge: 183-187.
- Serrano, A. y Martínez del Olmo, W. (1990): Tectónica salina en el Dominio Cántabro-Navarro: evolución, edad y origen de las estructuras salinas. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (F. Ortí Cabo y J. M. Salvany Durán, Eds.), ENRESA y GPPG, Barcelona: 39-53.
- Serrano Oñate, A., Martínez Del Olmo, W y Cámara Rupelo, P. (1989): Diapirismo del Trias salino en el dominio Cántabro-Navarro. En: *Libro Homenaje a Rafael Soler* (AGGEP, Eds.): 27-35.
- Serrano, A., Hernaiz, P.P., Malagón, J. y Rodríguez Cañas, C. (1994): Tectónica distensiva y halocinesis en el margen SO de la cuenca Vasco-Cantábrica. *Geogaceta*, 15: 131-134.
- Suppe, J. (1983): Geometry and Kinematics of fault-bend folding. *Amer. Jour. Sci.*, 282: 684-721.
- Warburton, J. y Alvarez, C. (1989): A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama Mountains, Spanish Central System. En: *Libro Homenaje a Rafael Soler* (AGGEP, Eds.): 147-155.

Manuscrito recibido el 14 de Febrero de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 28 de Agosto de 2000