

Control tectónico sobre la evolución de los estilos fluviales del Pérmico y Triásico de la Cordillera Ibérica Suroriental

ALFREDO ARCHE, JOSÉ LÓPEZ-GÓMEZ

Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM Facultad de Geología,
Universidad Complutense, 28040, Madrid

RESUMEN

La Cuenca Ibérica es una cuenca extensional que se forma en el Pérmico Inferior y se desarrolla en el Mesozoico. Los sedimentos aluviales de edad pérmica y triásica se subdividen en tres macrosecuencias limitadas por discordancias o hiatos y sus características sedimentológicas, paleocorrientes y espesores demuestran el control ejercido durante su acumulación por el proceso distensivo multifásico y la geometría y evolución de las fallas límite de cuenca. Se evoluciona de cuencas aisladas con aportes transversales dominantes a una cuenca única, mucho mayor, con aportes longitudinales. La tasa de subsidencia varió ampliamente, acelerándose o decelerándose en un factor de 35 veces, reflejándose estas variaciones en la relación canales-llanura de inundación y en las características de los canales (aislados, «multistorey», etc...). Finalmente, se propone una posible génesis común para las cuencas pérmico-triásicas de Pirineos, Ebro e Ibérica a favor de un despegue cortical relativamente poco profundo.

Palabras clave: Cuenca Ibérica, extensión multifásica, estilos fluviales, curvas de subsidencia.

ABSTRACT

The Iberian Basin is an extensional basin originated in the Early Permian and developed along the Mesozoic. The Permian-Triassic alluvial sediments are subdivided into three unconformity-bounded macrosequences and their sedimentology, paleocurrents and thickness were controlled by the multipha-

sis extensional process and the geometry and dynamics of the basin boundary faults. From small isolated basins with transverse sediment flux, it evolves into a larger basins with longitudinal flux. Subsidence rate varies widely with time (up to 35 times) and these changes caused variations in the channel-floodplain deposits ratio and the channel style (isolated, multistorey, etc.). Finally, a common origin for the Permian-Triassic Ebro, Pyrenean and Iberian Basins is proposed, along a shallow, gently dipping crustal detachment.

Palabras clave: Iberian Basin, multiphasic extension, fluvial styles, subsidence curves.

INTRODUCCIÓN

Los estudios sobre los sedimentos pérmicos y triásicos de la Cordillera Ibérica, iniciados a mediados del siglo XIX, han experimentado un rápido avance a partir de recientes aportaciones como las de Virgili *et al.* (1973), Sopena (1979), Ramos (1979), López-Gómez (1985), Pérez-Arlucea y Sopena (1985), Sopena *et al.* (1988), López-Gómez y Arche (1993) entre otros; en ellas se cita una amplia bibliografía sobre trabajos anteriores.

Como resultado de esta primera etapa se conoce en detalle la naturaleza del registro estratigráfico de estos períodos, su variación lateral de espesor y composición, su edad, incluida las unidades continentales, y su interpretación sedimentológica. Todo ello ha permitido la subdivisión de estos sedimentos en formaciones y miembros (p.ej. López-Gómez y Arche 1992) y su análisis mediante Estratigrafía Secuencial (Muñoz *et al.*, 1992, López-Gómez y Arche 1993, López-Gómez *et al.*, 1993), aunque estos trabajos han demostrado algunas discrepancias con la ciclicidad standard establecida por Haq *et al.* (1988).

La relación entre la tectónica y la sedimentación se estableció ya en algunos de los trabajos citados, aunque la tectónica alpina de la Cordillera Ibérica no ha recibido la misma atención que la de otras cordilleras coetaneas como las Béticas o los Pirineos.

Sus etapas principales y estilos de deformación se conocen desde el trabajo pionero de Álvaro *et al.* (1979) con modificaciones posteriores por parte de Guimerá y Álvaro (1990), Aurell *et al.* (1992) y Salas y Casas (1993).

De estos trabajos se deduce que desde el Pérmico Superior al Jurásico Superior-Cretácico basal se formó una cuenca rift limitada por fallas lítricas inclinadas hacia el NE, relacionada con la apertura del Mar del Tethys, rellena por sedimentos inicialmente continentales y posteriormente marinos someros, y una segunda etapa extensional, del Jurásico Superior al Cretácico Superior, ligada a la apertura del Atlántico Norte y el Golfo de Vizcaya y la consiguiente rotación de Ibéria y que básicamente en el Cretácico Inferior y Oligoceno-Mioceno Medio se dieron etapas compresivas con inversión tectónica y formación de cuencas continentales.

La reconstrucción de las estructuras extensionales sinsedimentarias pérmicas-triásicas debe tener en cuenta esta serie de etapas compresivas y extensivas, ya que, a menudo, los esfuerzos se acomodaban a lo largo de las mismas lineaciones tectónicas y muchas estructuras presentan evidentes características de inversión tectónica y actuación polifásica.

El basamento paleozoico de la Cordillera Ibérica está formado por una serie de 8 a 10.000 metros de espesor de pizarras, cuarcitas, areniscas, conglomerados, margas y calizas de edad Cámbrico a Carbonífero Inferior, discordante sobre una serie esquistosa de probable edad Precámbrica; por sus características pertenece a la zona Astur-Occidental Leonesa del Macizo Hespérico Ibérico y está afectada por un metamorfismo de grado muy bajo (zona clorita-pirofilita) (Capote y González-Lodeiro, 1983). En el Sistema Central, inmediatamente hacia el W de la Cordillera Ibérica, se encuentran numerosas intrusiones de granitos tipo S (Ibarrola *et al.*, 1987) con edades comprendidas entre los 344 ± 8 y 275 ± 11 millones de años así como enjambres de diques de diversa composición de edades comprendidas entre los 296 ± 3 y los 220 ± 5 millones de años (Galindo *et al.*, 1994).

También existe en la Cordillera Ibérica un vulcanismo de tipo calcoalcalino de edad Pérmico Inferior que comprende desde riolitas a basaltos y que se encuentra en afloramientos dispersos de sus dominios NW y Central. Estas rocas tienen edades comprendidas entre los 282 ± 12 y los 292 ± 5 millones de años (Hernando *et al.*, 1980, Navidad, 1983, Conte *et al.*, 1987, Lago *et al.*, 1996) y son coetáneas de algunas de las rocas plútonicas antes citadas, aunque sus relaciones genéticas aún no están completamente explicadas.

Mientras que las características sedimentológicas y estratigráficas de los sedimentos aluviales pérmico-triásicos del área estudiada (Fig. 1) están razonablemente bien conocidas así como las etapas de fracturación y magmatismo, no se ha intentado hasta la fecha un estudio detallado de la influencia de la Tectónica sobre los estilos fluviales sucesivos que presentan dichos sedimentos y éste es el tema fundamental del presente artículo.

LOS SEDIMENTOS ALUVIALES PÉRMICO-TRIÁSICOS DEL SURESTE DE LA CUENCA IBÉRICA.

La secuencia sedimentaria de edad pérmica-triásica de la Cuenca Ibérica SE ha sido dividida en seis secuencias deposicionales limitadas por discontinuidades, es decir, en aloformaciones (López-Gómez y Arche, 1992, 1993). (Fig. 2).

Este trabajo trata de las tres primeras y la base de la cuarta.

SECUENCIA A (Fig. 2,A)

Se encuentra sólo en las zonas NW y central de la Cuenca Ibérica y está formada por depósitos continentales acumulados en pequeñas cuencas endorreicas; en las de registro más completo hay un intervalo inferior volcánico y

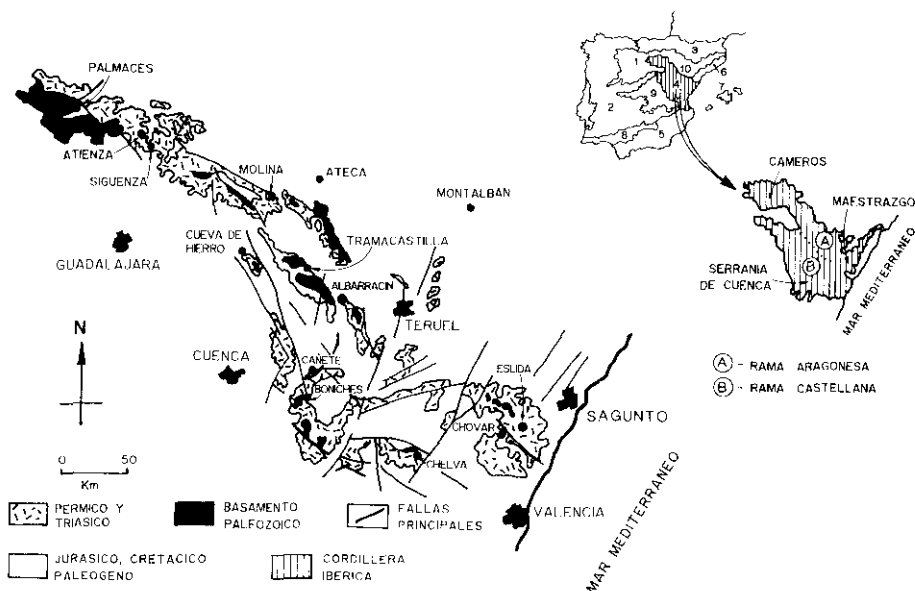


Figura 1.—Situación geográfica del área estudiada. 1: Cuenca del Duero, 2: Macizo Hespérico, 3: Pirineos, 4: Cordillera Ibérica, 5: Cordillera Bética, 6: Cordillera Costero Catalana, 7: Islas Baleares, 8: Cuenca del Guadalquivir, 9: Cuenca de Madrid.

Figure 1.—Geographical situation of the research area. 1: Duero Basin, 2: Iberian Massif, 3: Pyrenees, 4: Iberian Ranges, 5: Betic Ranges, 6: Catalanian Ranges, 7: Balearic Islands, 8: Guadalquivir Basin, 9: Madrid Basin.

volcanoclástico y un intervalo superior de abanicos aluviales, depósitos lacustres y brechas de ladera. El espesor varía de unas cuencas a otras entre 500 metros y 30 metros. La edad de esta Secuencia es Autuniense (Pérmico Inferior) (López-Gómez y Arche, 1994) y sólo aflora en el área de Cañete-Boniches dentro de nuestra zona de estudio (Formación Tabarreña).

SECUENCIA B (Figs. 2,B, 3 y 4)

Está constituida por dos formaciones: Conglomerados de Boniches y Limos y Areniscas de Alcotas, y equivalen a la «Facies Saxoniense» descritas al NW de la Cuenca Ibérica por Ramos (1979). La primera sólo se depositó en los alrededores de Boniches y Cañete y la segunda en todo el área salvo en Cueva de Hierro.

Los Conglomerados de Boniches, que llegan a tener 85 m de espesor (Fig.3), están formados por cantos subangulosos a subredondeados de hasta

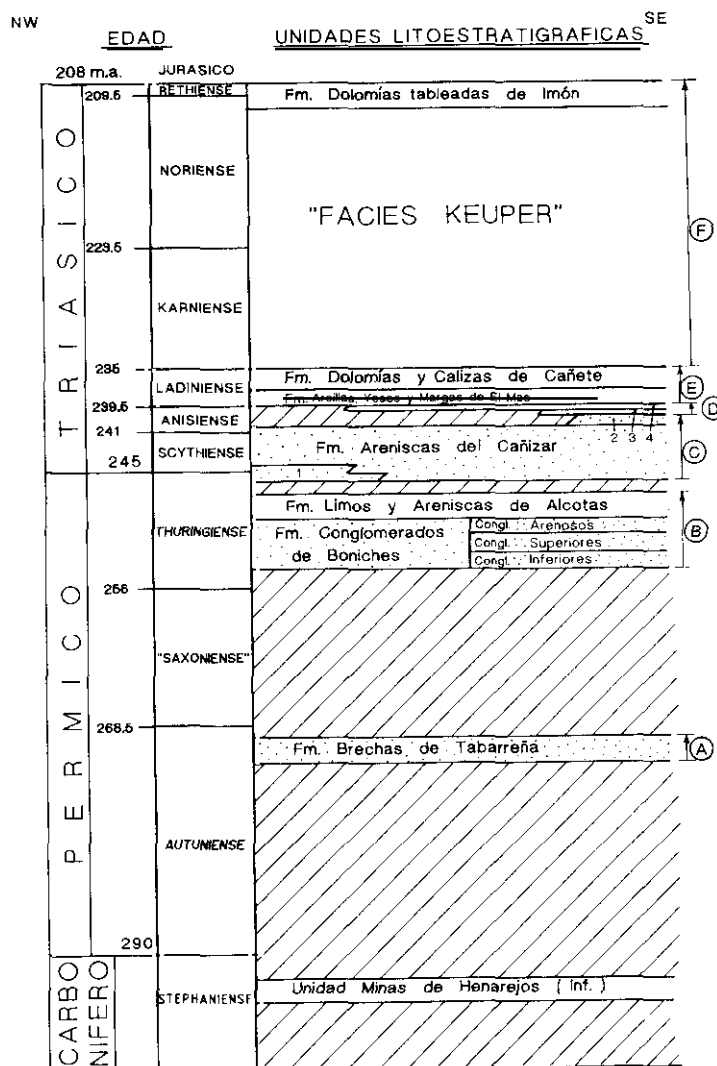


Figura 2.—Distribución temporal de las Unidades Litoestratigráficas del Pérmico y el Triásico del SE de la Cordillera Ibérica. 1. Base de conglomerados que aparece hacia el NW de la zona de estudio, 2. Fm. Lutitas y Areniscas de Eslida, 3. Fm. Arcillas, Limos y Margas de Marines, 4. Fm. Dolomías de Landete. Los tramos punteados indican las unidades estudiadas. A-F: Principales secuencias.

Figure 2.—Temporal distribution of the Lithostratigraphic units of the Permian and the Triassic SE Iberian Ranges. 1. Conglomerate level at the bottom of the Cañizar Fm towards the NW of the study area, 2. Eslida Mudstones and Sandstones Fm., 3. Marines Clays, Mudstones and Marls Fm., 4. Landete Dolomites Fm. Dotted sections represent the studied units. A-F: Main sequences.

40 cm., organizados en ciclos grano-decrecientes y subdivididos por tres prominentes superficies erosivas de carácter regional (S-1, S-2, S-3, Fig. 3) en cuatro secuencias también granodecrecientes, con un claro aumento del tamaño de los cantos en la tercera. Las paleocorrientes indican transporte hacia el NE en la secuencia inferior y hacia la SE en las restantes.

Los ciclos elementales son centimétricos y bastante simples (grano y estratodecrecientes) y representan reactivaciones de los sistemas deposicionales por movimientos en las fallas límite de cuenca y no variaciones climáticas que darían como resultado ciclicidad más compleja y cambios bruscos en los tipos de sedimentos.

Interpretamos el miembro inferior (Conglomerados Inferiores, Fig. 3) de esta formación como facies proximales de abanicos aluviales, depositadas en canales rectilíneos someros con barras longitudinales como estructura deposicional básica siempre por encima del «nick point», que evolucionan a sistemas entrelazados de gravas en los tres miembros superiores, (Conglomerados Superiores I y II y Conglomerados Arenosos, Fig. 3) con canales múltiples y barras transversas o compuestas como estructura dominante.

La Fm. Limos y Areniscas de Alcotas (Fig. 4) llega a tener 170 m. de espesor y está formada por limos rojos masivos o con ripples de corriente, niveles de paleosuelos con nódulos calcáreos y ocasionalmente, calizas masivas, con cuerpos lenticulares intercalados de areniscas gruesas y conglomerados, con numerosas cicatrices internas y limitada acreción lateral. Hay numerosos restos vegetales.

Interpretamos esta formación como depósitos de ríos de baja sinuosidad cuyos canales tenían una vida activa limitada y amplias llanuras de inundación con lagos someros semipermanentes, en las que se daban periodos de no-sedimentación y estabilidad relativamente largos, en los que comenzaban a formarse suelos calcimorfos que, sin embargo, no llegaban a la madurez. Ocasionalmente aparecen depósitos de ríos de alta sinuosidad.

La edad de la secuencia B es Thüringiense (Pérmico Superior) (Doubinger *et al.*, 1990) (Fig. 2), y se depositó en 8-10 millones de años.

SECUENCIA C (Figs. 2,C, 5 y 6)

Se depositó en toda el área estudiada salvo en Cueva de Hierro y está constituida por dos formaciones: Areniscas del Cañizar y Lutitas y Areniscas de Esclida, y pueden considerarse las «Facies Buntsandstein» en sentido estricto.

La Fm. Areniscas del Cañizar está constituida por arcosas y protocarcitas rosadas (Fig. 5) con algunos conglomerados y lutitas rojas asociadas. Está formada por secuencias elementales de 0,3-2 m con base erosiva, estratificación cruzada, ripples de corriente, superficies de reactivación y numerosas cicatrices internas. El espesor total es de unos 170 m.

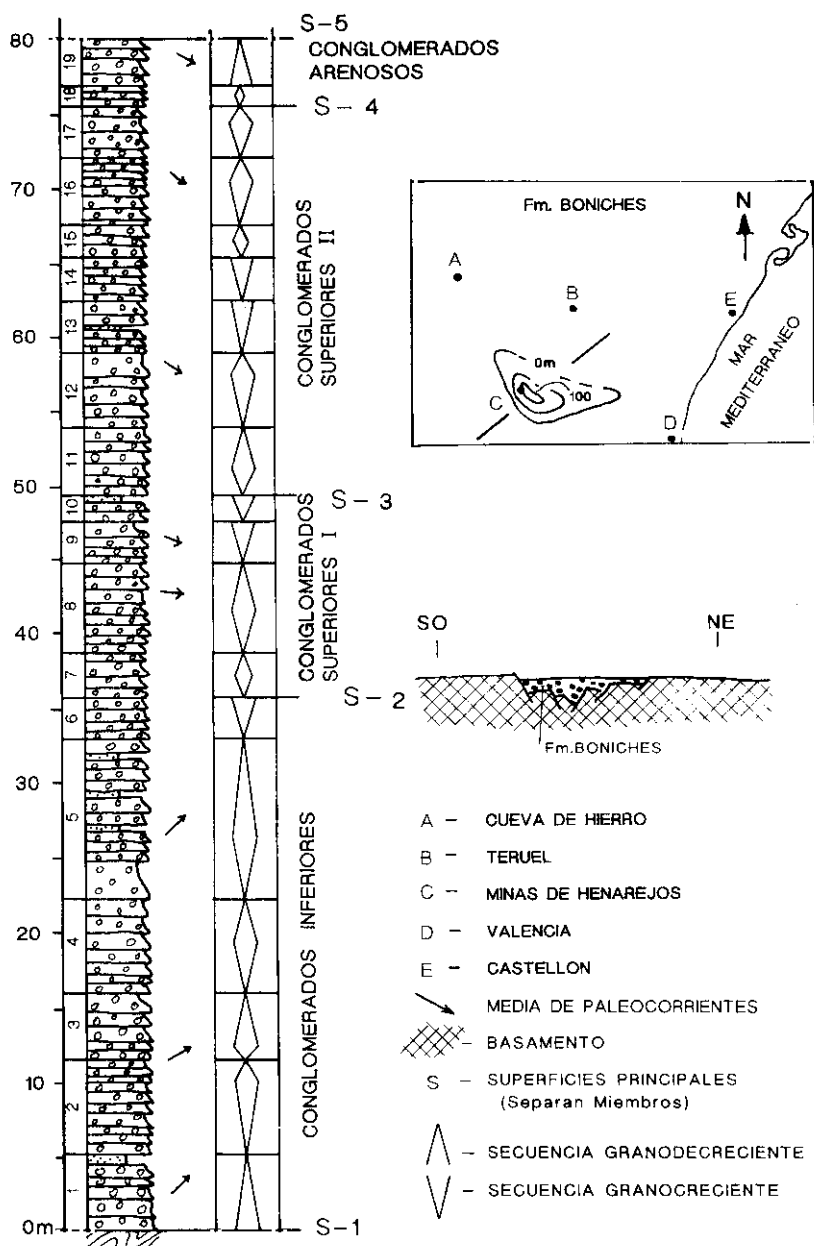


Figura 3.—Corte tipo, isopacas y reconstrucción en dos dimensiones de la Formación Boniches.
Figure 3.—Type section, isopachs and 2D reconstruction of the Boniches Formation.

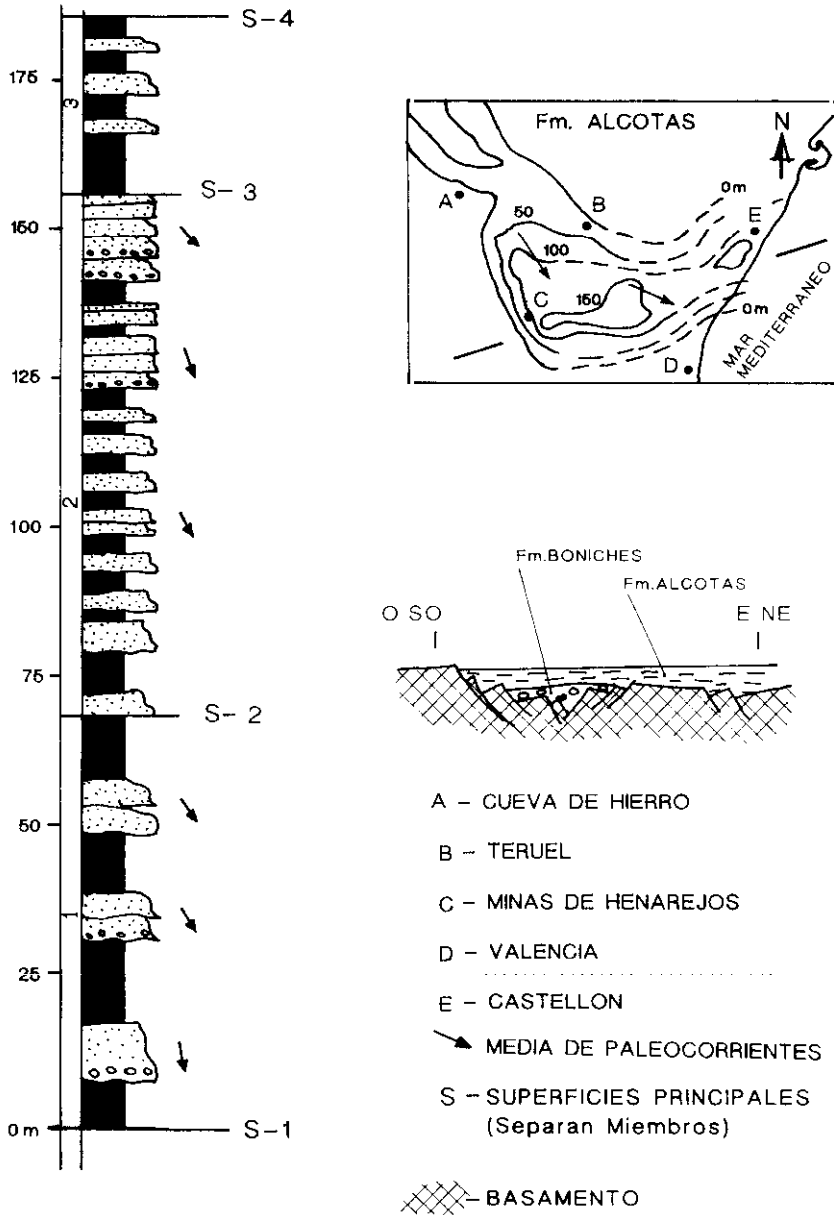


Figura 4.—Corte tipo, isopacas y reconstrucción en 2 dimensiones de la Formación Alcotas.
 Figure 4.—Type section, isopachs and 2D reconstruction of the Alcotas Formation.

Interpretamos esta Formación como depósitos de ríos arenosos de baja sinuosidad con complejos de barras y canales y llanuras arenosas. En detalle (Fig. 5), se han reconocido cinco superficies erosivas que se pueden correlacionar regionalmente y que separan seis unidades estratodecrescientes.

La edad de esta formación está bien acotada: los conglomerados de la base son probablemente correlacionables con la Formación Conglomerados de Hoz de Gallo, datada como Thüringiense (Pérmico Superior) en el área de Molina de Aragón (Ramos, 1979) y su techo ha sido datado como Anisiense (Triásico Inferior) en el área de nuestro estudio (Doubringer *et al.*, 1990).

La Fm. Lutitas y Areniscas de Eslida está constituida por alternancias métricas o decamétricas de subarcosas y cuarcitas rosadas y limos rojos u ocreos. Se depositaron en el área de Teruel-Castellón (Fig. 6).

Las areniscas forman cuerpos tabulares de hasta 18 m de espesor y 1 Km de extensión lateral, con base erosiva, estratificación cruzada, superficies de reactivación y, ocasionalmente, de acreción lateral, mientras que los limos son masivos, con algunos ripples de corriente, nódulos de carbonatos, horizontes bioturbados y paleosuelos decolorados.

Interpretamos estos depósitos como ríos de cauces entrelazados de relleno complejo alternando con otros de tipo meandriforme, que divagaban en amplias llanuras de inundación con suelos desarrollados en largos periodos de exposición subaerea, en un clima con lluvias y estacionalidad.

El espesor total de la formación alcanza los 660 m (Fig. 6) y su edad es Anisiense, dado que las formaciones infra y suprayacentes tienen dicha edad y no existen discordancia entre ellas.

La secuencia C se depositó en unos 10-12 millones de años y queda cubierta en «onlap» por los sedimentos de transición y marinos someros siliciolásticos y carbonatados de edad Anisiense-Ladiniense (Fm. Marines, Fig. 2), la base de la cuarta macrosecuencia sedimentaria que no es objeto de estudio de este trabajo.

LAS ESTRUCTURAS EXTENSIVAS DE LA CUENCA IBÉRICA DURANTE EL PÉRMICO Y EL TRIÁSICO Y SU CONTROL EN EL ESTILO FLUVIAL

LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA MESOZOICA DE LA CUENCA IBÉRICA

Las principales estructuras que controlaron la formación y evolución de la Cuenca Ibérica durante el Pérmico y el Triásico Inferior y Medio fueron fallas normales con buzamiento hacia el NE, con fallas antitéticas asociadas: las fallas límite de la cuenca tienen una orientación aproximada NW-SE y traza arqueada, con segmentos de 50-70 Km de largo unidos por fallas de transferencia rectilíneas de orientación aproximada NNE-SSW (Arche y López-Gómez, 1992).

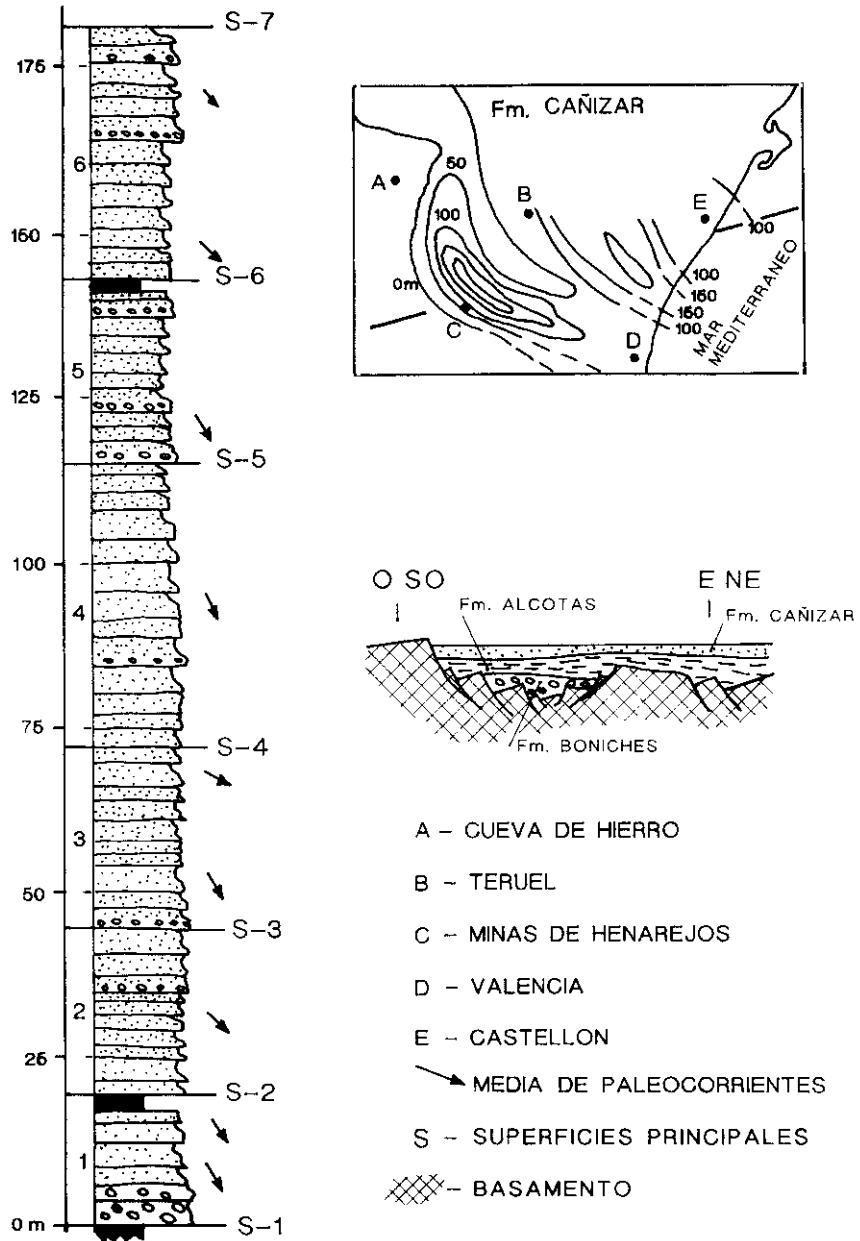


Figura 5.—Corte tipo, isopacas y reconstrucción en 2 dimensiones de la Formación Cañizar.
Figure 5.—Type section, isopachs and 2D reconstruction of the Cañizar Formation.

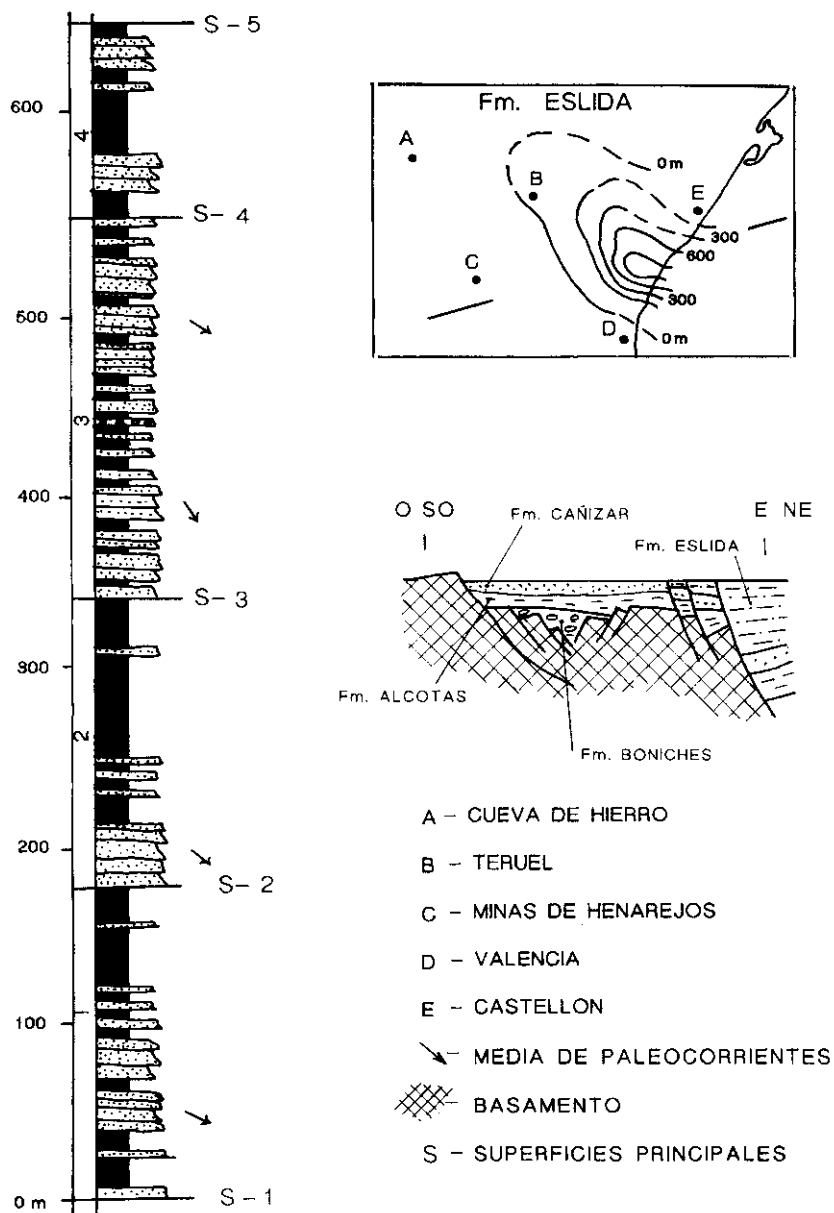


Figura 6.—Corte tipo, isopacas y reconstrucción en 2 dimensiones de la Formación Eslida.
 Figure 6.—Type section, isopachs and 2D reconstruction of the Eslida Formation.

Una característica fundamental de las primeras estructuras es que son paralelas a fallas tardihercínicas y se desarrollaron por reactivación de las mismas en la zona de unión entre el Macizo Ibérico y el Macizo del Ebro sufriendo en el Cenozoico una inversión tectónica durante las fases alpinas de tectónica compresiva. La herencia estructural de fallas generadas a finales del ciclo hercínico y que afectan al basamento paleozoico de la Cordillera Ibérica, Meseta, etc.. parece un factor determinante en la evolución alpina de estas áreas tanto en las épocas de tectónica extensiva como en las de tectónica compresiva e inversión tectónica. El desarrollo y evolución compleja de fracturas a lo largo de suturas entre cratones es un hecho bien conocido en áreas clásicas como el Rift del E de Africa (Versfeld y Rosendahl, 1989, Morley *et al.*, 1992, Theunissen *et al.*, 1996).

Las fallas límite de cuenca, en el área estudiada, pueden reconstruirse tras compensar la deformación alpina posterior. La más antigua y también la más importante fue la del flanco SW, una falla normal lística (Fig. 7) que buzará entre 60° y 80° hacia el NE y que a lo largo del Pérmico Superior se propagó hacia el SW formando un abanico de fallas lísticas de más 30 Km de anchura.

La traza arqueada de las fracturas y los espesores de los sedimentos de esta edad demuestran su geometría lística (Arche y López-Gómez, 1992), siendo el probable nivel de despegue el contacto corteza rígida-corteza dúctil a unos 11-12 Km. de profundidad, aunque no se puede descartar una estructura profunda que alcance el límite corteza-manto litosférico.

A finales del Pérmico Superior se desarrolla un sistema de fallas normales antitéticas a unos 60 Km hacia el NE del sistema anterior, que evoluciona rápidamente a un alto central en el bloque hundido y que separó la Cuenca Ibérica de las del Ebro y Cataluña que se formaban en aquel momento (Umbral Ateca-Montalban-Maestrazgo). El depocentro de la cuenca se desplazó hacia el NE y la Falla Límite inicial quedó inactiva a principios del Triásico.

Si aceptamos la propuesta de Guimerá y Álvaro (1990) de que Pirineos y Cordillera Ibérica están relacionadas en el Terciario mediante un despegue cortical de bajo ángulo buzando el NE podemos extender esta relación hacia atrás en el tiempo y plantear la posibilidad de que los sistemas de fallas normales que limitaron durante el Pérmico Superior y el Triásico (Fig. 8) las cuencas Ibérica, del Ebro y Pirenaica fuesen originalmente fracturas a escala cortical que separaban grandes bloques del zócalo hercínico y que en profundidad se conectaban mediante un despegue cortical de bajo ángulo ya en esa época (Fig. 9).

En cualquier caso, la historia evolutiva de la subsidencia de la Cuenca Ibérica muestra, como ya se ha dicho anteriormente, tres etapas extensivas y dos compresivas principales; una de las formas más claras y sintéticas de representar esta evolución es la de construir las curvas de subsidencia total y tectónica, método descrito inicialmente por Steckler y Watts (1978). Se han utilizado secciones sintéticas de campo realizando los cálculos mediante un pro-

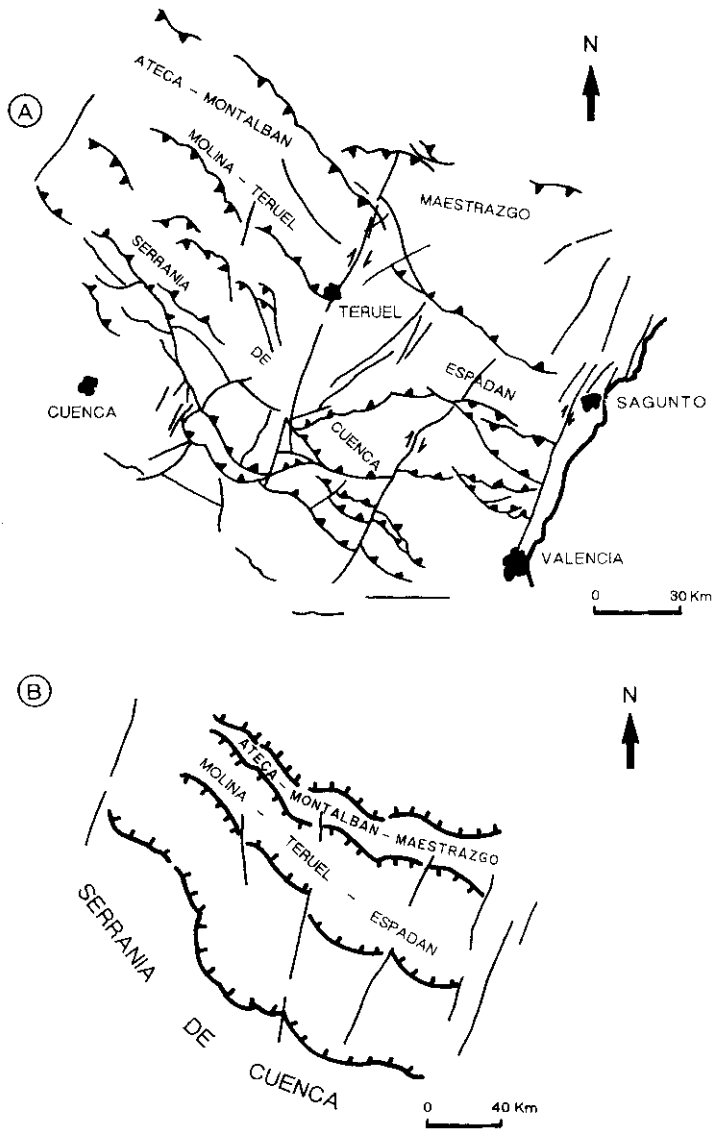


Figura 7.—Fallas límite de la Cuenca Ibérica durante el Pérmico y el Triásico. Ver figura 1 para mayor referencia geográfica. A: configuración actual, B: reconstrucción para el Triásico.
Figure 7.—Iberian Basin Boundary Faults during the permian and the Triassic. See also figure 1 for a more detailed geographical information. A: Present day configuration. B: Triassic configuration after balancing.

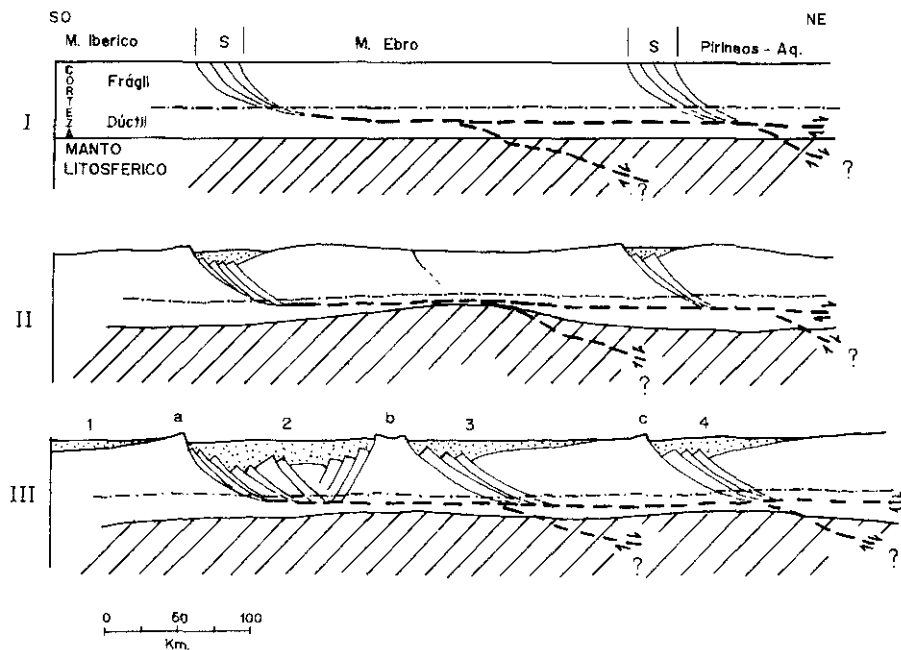


Figura 8.—Posible relación entre las cuencas Ibérica, Ebro y Pirenaica durante el Pérmico y Triásico. 1. Cuenca de la Mancha, 2. Cuenca Ibérica, 3. Cuenca de Ebro, 4. Cuenca Pirenaica. Abanicos iniciales de fallas lístricas. a. Borde S. de la Cuenca Ibérica, b. Umbral de Ateca-Montalbán-Maestrazgo, c. Borde S. de la Cuenca Pirenaica. La escala vertical está exagerada. La escala horizontal es aproximada. S. Posible zona antigua de sutura.

Figure 8:—Possible relationship between the Iberian, Ebro and Pyrenean Basins during the Permian and the Triassic. 1. Mancha Basin, 2. Ebro Basin, 3. Ebro Basin, 4. Pyrenean Basin. a. Southern border of the Iberian Basin, b. Ateca-Montalbán-Maestrazgo High, c. Southern border of the Pyrenean Basin. Vertical scale exaggerated. Horizontal scale is approximated. S. Possible ancient suture zone.

grama de ordenador SUBSIDE. No se han realizado correcciones por variaciones eustáticas del nivel del mar dado que las series marinas son siempre de plataforma somera y el error subsiguiente es mínimo. Hasta ahora han sido calculadas por Álvaro (1987), Sánchez-Moya *et al.*, (1992), Salas y Casas (1993), Roca, Guimerá y Salas (1994) y van Wees (1995). De forma general estos trabajos coinciden en situar una época de subsidencia sin-rift entre los 250 y 230 millones de años (Pérmico Superior-Triásico Inferior) seguida de otra época de subsidencia térmica hasta los 140 millones de años (Jurásico Superior), con otro ciclo de subsidencia sin-rift entre los 140 y los 105 millones de años (Jurásico terminal-Cretácico Inferior) y subsidencia térmica hasta los 25-10 millones de años. (Terciario Inferior).

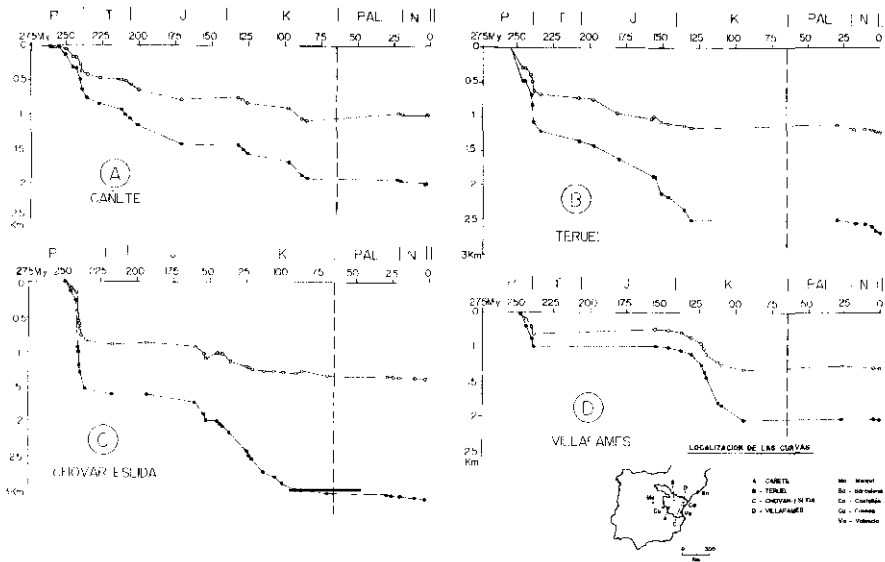


Figura 9.—Curvas de subsidencia. El intervalo terciario, separado por la línea vertical, presenta problemas de interpretación.

Figure 9.—Subsidence curves for this study. The interpretation of the tertiary interval, separated by a vertical line, is problematic.

En la figura 9 presentamos cuatro curvas de subsidencia total y tectónica construidas con datos originales de los autores del presente trabajo, de las que sólo analizaremos el intervalo correspondiente al Pérmico y el Triásico. Todas ellas son comparables entre sí y con las presentadas por los autores antes citados, pero aportan algunas precisiones novedosas.

La fase de subsidencia sin-rift se extiende desde los 270 a los 237 millones de años y la de subsidencia térmica hasta 150-125 millones de años. Las fases más recientes no se estudian en este trabajo. Si se observan en detalle las curvas, se puede subdividir la fase de subsidencia sin-rift en tres pulsos sucesivos:

— Pérmico Inferior (270-260 m.a.) representado sólo en la curva de Cañete. Tras un periodo de sedimentación de canchales y depósitos de ladera, el pulso distensivo se interrumpió y se dió un levantamiento y erosión parcial de la cuenca.

— Pérmico Superior (256-247 m.a.): Representado en la totalidad del área estudiada. Corresponde a la sedimentación continental de las «Facies Saxonense» en una cuenca rift orientada NW-SE subdividida en varios depocentros. Este pulso también terminó bruscamente y fué seguido de elevación y erosión parcial.

— Pérmico Superior-Triásico Medio (245-237 m.a.): Representada también en la totalidad del área de estudio. Corresponde a la sedimentación continental de las Facies Buntsandstein y Muschelkalk inferior y medio. Existe una transición a la fase siguiente.

— Triásico Medio-Jurásico Medio (237-175 m.a.): Corresponde a la sedimentación de las Facies Muschelkalk superior, Facies Keuper y del Jurásico Inferior y Medio; todos estos materiales tienen origen marino costero y de plataforma. Representa la fase de subsidencia térmica.

Las fases posteriores no son objeto de este trabajo pero se deducen claramente de las curvas de subsidencia. El factor β oscila entre 1,17 en Cañete y 1,29 en Chovar-Eslida, para el periodo Pérmico-Jurásico Superior, pero no se puede calcular en Villafamés debido a la erosión de parte de la serie triásica y jurásica. (López-Gómez y Arche, 1995).

CAMBIOS DE ESTILO FLUVIAL DURANTE EL PÉRMICO Y TRIÁSICO INFERIOR EN LA CUENCA IBÉRICA.

La Estratigrafía Secuencial ha producido un cambio fundamental en el análisis detallado de las sucesiones sedimentarias, pero, mientras su aplicación a las series marinas y costeras ha dado frutos evidentes, es mucho más discutible su utilidad en el análisis de series aluviales no relacionadas directamente con una línea de costa y nula en cuencas intermontañas endorreicas o en segmentos de cuencas aluviales aguas arriba de importantes niveles de base regionales (Posamentier y Vail, 1980, Miall, 1991, Posamentier y Jones, 1993, Wright y Marriott, 1993, Shanley y McCabe 1994).

Todas las formaciones aluviales de edad Pérmico Inferior a Triásico Inferior de la Cuenca Ibérica se depositaron en cuencas endorreicas o en cuencas abiertas pero muy alejadas del mar del Tethys, situado hacia el Este (ver López-Gómez y Arche, 1992, 1993), por lo que los únicos controles de su estilo y espesor son la Tectónica que causaba elevación del área fuente y subsidencia de la cuenca a velocidad variable con el tiempo, y el clima, cuyas variaciones producen cambios en la meteorización del área fuente y en el régimen de descarga de los ríos. Este último factor se mantuvo relativamente estable a lo largo del Pérmico y Triásico Inferior, como demuestran las floras existentes; sólo a partir del Anisiense se marca una progresiva aridificación del mismo que culminará en el Triásico Superior con la sedimentación de depósitos de Sebkhia y evaporitas marinas.

La *primera secuencia continental* («Facies Autunienses») se depositó en una serie de pequeñas cuencas aisladas, de un tamaño máximo de unos pocos kilómetros. Las condiciones tectónicas locales eran el factor determinante del espesor y tipo de sedimentos acumulados; dado que no es lógico suponer cambios climáticos acusados en una región de unos 200 km, la subsidencia

activa en la cuenca de Pálmaces (Fig. 1) provocó la acumulación de unos 500 m de depósitos de abanicos aluviales, la subsidencia moderada en la cuenca de Molina de Aragón, la de unos 100 m de facies lacustres siliciclásticas finas y la muy lenta en la cuenca de Cañete permitió tan sólo la acumulación de unos 30 m de brechas depositadas en taludes de forma subaérea (Fig. 1 y 2) (Sopeña, 1979, Ramos, 1979, López-Gómez y Arche, 1993).

Claramente la manifestación de la extensión que tuvo lugar en este periodo fueron estructuras locales de localización múltiple correspondiendo, en nuestra opinión, al comienzo de la extensión alpina. Este primer pulso, sin embargo se interrumpió y fué seguido de un periodo mal determinado de elevación, basculamiento y erosión parcial de las cuencas, por reajuste isostático.

La *segunda secuencia continental* («Facies Saxoniense») está controlada por una aceleración y ampliación de la distensión en la parte central de la Cuenca Ibérica, a lo largo de la Falla de la Serranía de Cuenca (Fig.8). En un primer estadio se formó un semi-graben entre Boniches y Chelva, de unos 75 Km de longitud y unos 10 Km de anchura, en el que se depositaron, sobre un marcado paleorelieve, dos sistemas de abanicos de alta energía, con paleocorrientes dirigidas hacia el NE. (Fm. Conglomerados de Boniches). La presencia de paleovalles de marcado relieve en la cabecera de los abanicos parece indicar que la red de drenaje que los alimentaban era antecedente, heredada de un ciclo de relieve anterior y que se reactivó cuando la falla de la Serranía de Cuenca comenzó a moverse. La sedimentación pues, sería episódica, como en algunos casos actuales bien documentados (Beatty 1970).

La extensión siguió progresando y la pendiente regional cambió hacia el SE. El mayor espacio de acomodación y la nueva pendiente, ahora paralela al eje mayor de la cuenca, produjo un cambio de estilo fluvial en la parte superior de la Fm. Conglomerados de Boniches, pasando a un sistema fluvial entrelazado de gravas dirigido hacia el S. y que evolucionó en la vertical de facies proximales a facies distales.

Es posible, aunque difícil de demostrar, que el retroceso en cascada antes descrito de las fallas lítricas produjese una captura de parte del drenaje de la zona posterior del bloque levantado de la cuenca («hinterland») a través de una falla de transferencia de orientación NNE-SSW, que aumentó el aporte de sedimentos y el caudal del sistema fluvial, contribuyendo al cambio de estilo fluvial. El aumento del tamaño máximo de clastos parece apoyar esta posibilidad, así como la procedencia de los sedimentos exclusivamente desde el bloque levantado. Leeder *et al.* (1991) y Gawthorpe *et al.* (1993) ofrecen ejemplos de estas capturas y su efecto en Grecia y U.S.A.

La extensión continuó a lo largo del Pérmico Superior, ampliándose la anchura de la cuenca hasta unos 40 Km y propagándose ésta longitudinalmente, tanto hacia el NW como hacia el SE. Se formaron dos subcuencas con un umbral intermedio en la zona de Tramacastilla-Cueva de Hierro; la Falla

de la Serranía de Cuenca continuó siendo la falla límite de cuenca principal pero en el bloque hundido se formó un sistema antitético de fallas normales que adquirió mayor importancia con el tiempo (Falla de Ateca-Montalbán) (Fig.8). La cuenca, por tanto, se transforma en un graben simétrico.

La sedimentación cambió rápidamente y se estableció un sistema de canales fluviales de pequeñas dimensiones (1-5 m de espesor, 15-80 m. de anchura) que se encontrarían encajonados entre abundantes paquetes de limos y arcillas rojas. Excepcionalmente existen dolomías laminadas. La proporción entre canales y limos desciende desde 30% en la base a menos de 5% en techo.

Los canales fluviales tienen base casi plana, una relación anchura/altura siempre superior a 15, diques naturales («devees») y un relleno compuesto («multistorey») especialmente hacia la base, donde los depósitos conglomeráticos son dominantes; en la vertical los canales se van haciendo más pequeños y menos frecuentes, pasando a ser arenosos.

Las secuencias granodecrecientes son muy escasas, pues tanto en conglomerados como en arenas no hay una variación clara del tamaño del grano en la vertical. Cuando aquellas aparecen pueden observarse niveles de intraclastos de limos o arcilla rojas principalmente a la base pero también a techo de las mismas.

Los limos y arcillas presentan aspecto masivo y raramente, laminación paralela y cruzada, grietas de desecación y algunos niveles de raíces y caliches poco evolucionados; asociados a los limos y arcillas existen excepcionalmente dolomías grises bien laminadas de hasta 8 m de espesor.

Se interpreta esta unidad como depósitos de canales múltiples efímeros, en ocasiones, tal vez con geometría anastomosada y con extensas llanuras de inundación y lagos someros semipermanentes.

El apilamiento de los canales demuestra que las avulsiones eran frecuentes y que el sistema fluvial, en su conjunto, perdía competencia hacia techo.

Si, como indican Bryant *et al.* (1995), suponemos constante la tasa de avulsión y existe una relación inversa entre flujo de sedimentos y dicha tasa, se deduce que ésta última disminuía hacia techo, lo que puede deberse a una aridificación del clima, poco probable por la continuidad de las palinofloras y la falta de criterios tales como el desarrollo de secuencias de lagos-playa, evaporitas o caliches, o bien al hecho de que la cuenca se ampliaba continuamente y los canales fluviales eran cada vez más distales en un punto determinado y por tanto su poder disminuía, tardando más en recorrer la totalidad de la cuenca, lo que podría traducirse en una menor posibilidad de encontrar un canal fijo en dicho lugar.

Esta segunda secuencia se depositó en 8-10 millones de años, y la tasa media de sedimentación conservada es tan sólo de 25 m por millón de años, lo que indica lo episódico de la sedimentación y la importancia de los hiatos en el interior de la misma, y el reajuste isostático posterior.

En el Pérmico Superior se produjo otro pulso tectónico de extensional

que provocó una reorganización drástica de la cuenca. Las dos subcuencas NW y SE quedaron mejor comunicadas con la desaparición del Umbral de Tramacastilla al final de este ciclo, estableciéndose una red de drenaje axial y transformándose el borde NE de la cuenca en un alto central paleozoico bien definido (Umbral Ateca-Montalbán) que separó la Cuenca Ibérica de la del Ebro, comenzando a susidir en aquel momento. Los sedimentos de la *tercera secuencia fluvial* yacen en discordancia angular suave sobre los del ciclo anterior.

La sedimentación fluvial comienza aún en el Pérmico Superior con conglomerados que representan las facies distales de abanicos aluviales procedentes del margen SW de la cuenca, el último depósito de aporte transversal que se ha reconocido en el Pérmico y Triásico de la Cuenca Ibérica, y que están mejor desarrollados hacia el NW, desde Albarracín a Molina de Aragón; en nuestra zona de estudio pueden observarse a la base de la Fm. Cañizar (núm. 1 de Fig.2). Posteriormente se depositaron areniscas de grano medio a grueso que representan diversas facies de ríos entrelazados arenosos con paleocorrientes dirigidas hacia el SE. Esta sedimentación, muy uniforme, se mantiene hasta el principio del Anisiense.

La cuenca tenía una configuración aproximadamente simétrica y mantuvo una subsidencia extremadamente lenta pero sorprendentemente constante, pues las características sedimentológicas de la Formación Cañizar apenas varían de muro a techo; la cuenca debió abrirse en su extremo distal SE al mar del Tethys y se alargó hacia el NW hasta un punto no determinado aún, por lo que no conocemos ni las facies más proximales ni las más distales ni su transición a facies marinas.

Estos depósitos fluviales quedan divididos en seis unidades, con categoría de alomiembros, por siete prominentes superficies de erosión y meteorización, pero no discordancias (Fig. 5), que se pueden seguir físicamente más de 60 km en la región de Cañete-Henarejos, y que deben representar interrupciones de la subsidencia, o más probablemente, pequeños cambios en la pendiente regional y reajustes correspondientes del sistema fluvial entrelazados (López-Gómez y Arche, 1993).

En un momento aún no bien determinado del Anisiense (Triásico Medio) la sedimentación fluvial se detuvo, probablemente por cese de la subsidencia y obtención del perfil de equilibrio en casi todo el dominio de la Cuenca Ibérica SE y sobre los últimos sedimentos se desarrolló una superficie de omisión e hiato marcada por decoloraciones, costras de óxidos de Fe y mineralizaciones de Ba y Co.

La tasa media de sedimentación conservada en esta tercera secuencia fluvial es extremadamente baja, de unos 10 m por millón de años. Las secuencias elementales observadas son siempre incompletas y los sedimentos de llanura de inundación están ausentes. Todas estas características se deben, en nuestra opinión, a la bajísima tasa de subsidencia que provoca la continua re-

movilización de los sedimentos por falta de espacio para acumularse y quedar fosilizados. El registro sedimentario debe ser aún más fragmentario que en la segunda secuencia fluvial.

Sin embargo, a lo largo de una estrecha zona situada junto al margen NE de la cuenca en la zona de Teruel-Castellón, una reactivación local de la falla límite de Cuenca NE conduce a la sedimentación de una compleja unidad fluvial (Formación Eslida, restringida al E del área de estudio (Figs.2D,6), de edad Anisiense (Triásico Medio) y que alcanza los 650 m de espesor de forma puntual. Está compuesta por cuerpos arenosos canalizados de espesor decamétrico y anchura de hasta 1 km, siendo el sistema de origen entrelazado y meandriforme y, probablemente, efímero.

Las paleocorrientes se dirigían al S y SSE y los sedimentos procedían del Umbral Ateca-Montalbán, borde NE de la cuenca. Mientras que la falla límite de Cuenca de la Serranía de Cuenca ha cesado su actividad completamente en el Anisiense, la deformación continua en el bloque hundido, en el abanico de fallas normales antitéticas.

La Formación Eslida se depositó en un máximo de 2 millones de años, lo que supone una tasa media de acumulación de unos 320 m por millón de años. Esta cifra, tan elevada en comparación con las anteriores formaciones fluviales indica un pulso tectónico intenso pero local y poco duradero.

A continuación cesa la sedimentación fluvial y comienza la transgresión del mar del Tethys sobre la Cuenca Ibérica y se inaugura un largo periodo de subsidencia térmica más lenta en el que la cuenca se amplía, desaparecen los umbrales y se depositan evaporitas y carbonatos de plataforma durante el Triásico Medio a Jurásico Superior.

CONCLUSIONES

— La Cuenca Ibérica se desarrolló como cuenca intracratónica desde el Pérmico Inferior a lo largo de antiguas fallas hercénicas entre el Macizo Ibérico y el Macizo del Ebro.

— La extensión que tuvo lugar entre el Pérmico Inferior y el Triásico Inferior fué polifásica, con tres pulsos tectónicos principales; este periodo de subsidencia sin-rift fué seguido por otro de subsidencia térmica que llegó hasta el Jurásico Superior.

— La primera secuencia aluvial (Pérmico Inferior) se depositó en régimen distensivo en cuencas aisladas de muy diferente tasa de subsidencia y con relleno de origen local.

— La segunda secuencia fluvial (Pérmico Superior) se depositó en dos subcuencas separadas casi totalmente por el umbral de Tramacastilla. La sedimentación comenzó en la subcuenca SE con abanicos aluviales procedentes de una red fluvial antecedente en el bloque levantado de la falla límite de

Cuenca SE (Falla de Serranía de Cuenca).—El aporte transversal cesó y la ampliación de la cuenca y la posible captura a través de fallas de transferencia de parte del drenaje de la Cuenca de «hinterland» transformó la red fluvial en un sistema entrelazado de gravas con paleocorrientes hacia el SE.

— Dentro de la misma secuencia se depositaron a continuación sedimentos fluviales canalizados efímeros con gran tasa de avulsión, limos y arcillas de llanura de inundación y de lagos someros semipermanentes. La subsidencia es pequeña pero la ampliación de la cuenca hace que los canales sean cada vez menos frecuentes.

— La tercera secuencia fluvial (Pérmico Superior-Triásico Medio) se deposita en un graben casi simétrico, tras la formación del sistema de fallas normales antitéticas de Ateca-Montalbán.

— La cuenca se abrió hacia el mar del Tethys y se depositaron sedimentos de ríos tipo entrelazado arenosos con una bajísima tasa de acumulación al reducirse y finalmente cesar la subsidencia.

— Una reactivación local y poco duradera, pero intensa, dió lugar a la sedimentación hacia la zona E de la cuenca de una potente formación de ríos entrelazados y meandriformes, efímeros, con una tasa de acreción 35 veces superior a la de la formación precedente.

— La sedimentación fluvial cesó al acabar la subsidencia sin-rift y el comienzo de la subsidencia térmica en el Triásico Medio provocó la primera transgresión del mar del Tethys en la Cuenca Ibérica.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos los constructivos comentarios de Cristino Dábrio y Mariano Álvaro que han ayudado a mejorar la versión definitiva. También agradecemos a Mariano Marzo y Emilio Ramos (Universidad de Barcelona) los cálculos de las curvas de subsidencia. A Piedad Martín el procesado del texto, a Carlos Sánchez la delineación de las figuras y a Modesto Escudero el trabajo de reprografía.

Este trabajo ha sido financiado por los Proyectos PB92-0041 y PB95-0084 de la DGICYT.

NOTA BIBLIOGRAFICA

ÁLVARO, M. (1987), «La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico», *Geogaceta*, 3, 34-37.

— CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979), «Un modelo para la evolución geotectónica de la Cadena Celtibérica», *Acta Geol. Hisp.*, 14, 172-177.

ARCHE, A. y LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1992), «Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectonosedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica», *Cuad. Geol. Ibérica*, 16, 115-143.

AURELL, M., MELÉNDEZ, A., SAN ROMAN, J., GUIMERÁ, J., ROCA, E. SALAS, R., ALONSO A.

- y MAs, R. (1992), «Tectónica sinsedimentaria distensiva en el límite Triásico-Jurásico en la Cordillera Ibérica», *Actas III Congreso Geol. España*, 1, 50-54.
- BEATY, C. B. (1970), «Age and estimated rate of accumulation of an Alluvial fan, White Mountains, California, U.S.A.», *Am. J. Sci.*, 268, 50-77.
- BRYANT, M., FALK y P., PAOLA, C. (1995), «Experimental Study of avulsion frequency and rate of deposition», *Geology*, 23, 365-368.
- CAPOTE, R. y GONZÁLEZ-LODEIRO, F. (1983), «La estructura hercínica de los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica», en *Libro Jubilar José María Ríos*, 1, 513-529, Ministerio de Industria.
- CONTE, J. C., GASCÓN, F., LAGO, M. y CARLS, P. (1978), «Materiales Estefano-Pérmicos en la Fosa de Fombuena (provincia de Zaragoza)», *Bol. I.G.M.E.*, 48, 460-470.
- DOBLAS, M., OYARZUM, R., SOPENA, A., LÓPEZ-RUIZ, J., CAPOTE, R., HERNÁNDEZ-ENRILE, J. L., HOYOS, M., LUNAR, R. y SANCHEZ-MOYA, Y. (1994), «Variscan-late Variscan-early Alpine progressive extensional collapse of Central Spain», *Geodinamica Acta*, 7, 1-14
- DOUBINGER, J., LÓPEZ-GÓMEZ, J. y ARCHE, A. (1990), «Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Iberian Ranges, Cueva de Hierro to Chelva-Manzanera region, Spain», *Rev. Palynol.*, 66, 25-45.
- GALINDO, C., HUERTAS J. M., CASQUET, C. (1994), «Rb-Sr and K-Ar chronology of the dykes from Sierra de Guadarrama, Spanish Central System», *Geogaceta*, 16, 32-36.
- GAWTHORPE, R. L., FRASER, A. J. y COLLIER, R. E. (1994), «Sequence Stratigraphy in active extensional basins», *Mar. Petrol. Geol.*, 11, 642-658.
- GUIMERÁ, J. y ÁLVARO, M. (1990), «Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Iberique et la Chaîne Côtíere Catalane», *Bull. Soc. Geol. France*, 6, 339-348.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. y VAIL, P. F. (1988), «Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes», *S.E.P.M. Spec. Pub.*, 42, 71-108.
- HERNANDO, S., SCHOTT, J. J., THUIZAT, R. y MONTIGNY, R. (1980), «Age des andesites et des sediments interstratifiés de la región de Atienza (Espagne)», *Sci. Geol. Bull.*, 33, 119-128.
- IBARROLA, E., VILLASECA, C., VIALLETTE, Y., FUSTER, J. M., NAVIDAD, M. y CASQUET, C. (1987), «Dating the hercynian granites in the Sierra de Guadarrama, Spanish Central System», en F. Bea (ed.), *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*, 377-386, ed. Rueda.
- LAGO, M., GIL-IMAZ, A. y POCOVI, A. (1996), «Rasgos geológicos del magmatismo autiniense en la Sierra de Albarracín (Cadena Ibérica Occidental)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 20, 139-157.
- LEEDER, M. R., MACK, G. H., PEAKALL, J. y SALYARDS, S. L. (1996), «First quantitative test of alluvial stratigraphic models: Southern Río Grande rift, New Mexico», *Geology*, 24, 87-90.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1985), «Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, Provincias de Cuenca y Valencia», *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 11, 344 p.
- y ARCHE, A. (1992), «Las Unidades litostratigráficas del Pérmico y el Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica», *Est. Geol.*, 48, 123-143.
- y ARCHE, A. (1993), «Sequence Stratigraphy analysis and Paleogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk Facies (Permo-Triassic) in the Iberian Ranges», *Paleogeogra. Paleoclim. Paleoecol.*, 101, 179-201.
- MAS, R. y ARCHE, A. (1993), «The evolution of the Middle Triassic carbonate

- ramp in the SE Iberian Ranges, Eastern Spain: sequence Stratigraphy, dolomitization processes and dynamic controls», *Sed. Geol.*, 87, 165-193.
- y ARCHE, A. (1994), «La Formación Brechas de Tabarreña (Pérmico Inferior): Depósitos de flujos con densidad variable al SE de la Cordillera Ibérica», *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, 89, 131-144.
- y ARCHE, A. (1995), «El Pérmico y el Triásico del Levante español, características principales y consideraciones paleogeográficas», *Cuad. Geol. Iber.*, 19, 201-234.
- MIALL, A. D. (1991), «Stratigraphic Sequences and their chronostratigraphic correlation», *J. Sed. Petrol.*, 61, 497-505.
- MORLEY, C., K., CUNNINGHAM S., M., HARPER, R., M. y WESCOTT, W. A. (1992), «Geology and geophysics of the Rukwa rift, East Africa», *Tectonics*, 11, 69-81.
- MUÑOZ, A., RAMOS, A., SÁNCHEZ-MOYA, Y. y SOPEÑA, A. (1992), «Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Upper Bpper Buntsandstein, Triassic, central Spain», *Sed. Geol.*, 75, 257-281.
- NAVIDAD, M. (1983), «Volcanismo permo-carbonífero en la Cordillera Ibérica, Rama Occidental», *Serie Universitaria Fundación Juan March*, 202, 63 pp., Madrid.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. y SOPEÑA, A. (1985), «Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Teruel)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 14, 207-222.
- POSAMENTIER, H. W. y JONES, D. P. (1993), «An overview of sequence-Stratigraphic concepts, uses and abuses», *I.A.S. Spec. Pub.*, 3-18.
- y VAIL, P. R. (1988), «Eustatic controls on clastic deposition. II. Sequence and Systems tracts models», *S.E.P.M. Spec. Pub.*, 42, 125-154.
- RAMOS, A. (1979), «Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al oeste de Molina de Aragón, Provincia de Guadalajara», *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6, 313 p.
- ROCA, E., GUIMERA, J. y SALAS R. (1994), «Mesozoic extensional tectonics in the southeast Iberian Chain», *Geol. Mag.*, 131, 155-168.
- SALAS, R. y CASAS, A. (1993), «Mesozoic extensional tectonics: stratigraphy and crustal evolution during the Alpine Cycle of the Eastern Iberian Basin», *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- SANCHEZ-MOYA, Y., SOPEÑA, A., MUÑOZ, A. y RAMOS, A. (1992), «Consideraciones teóricas sobre el análisis de la subsidencia: aplicación a un caso real en el borde de la cuenca triásica Ibérica», *Rev. Soc. Geol. España*, 5, 21-39.
- SHANLEY, K. W. y Mc CABE, P. J. (1994), «Perspectives on the Sequence Stratigraphy of Continental Strata», *A.A.P.G. Bull.*, 78, 544-568.
- SOPEÑA, A. (1979), «Estratigrafía del Pérmico y Triásico del NO de la Provincia de Guadalajara», *Estratigrafía, Serie Monografías*, 5, 329 p.
- LÓPEZ, J., ARCHE, A., PÉREZ-ARLUCEA, M., RAMOS, A., VIRGILLI C. y HERNANDO, S. (1988), «Permian and triassic rift basins of the Iberian Peninsula», en W. Manspeizer (ed.), *Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the atlantic Ocean*, 2, 757-786, Elsevier.
- STECKLER, M. S. y WATTS, A. B. (1978), «Subsidence of the Atlantic-Type continental margin of New York», *E.P.S.L.*, 41, 1-13.
- THEUNISSEN, K., KLERKX, J., MELNIKOV, A. y MRUMA, A. (1996), «Mechanisms of inheritance of rift faulting in the Western branch of the East African Rif, Tanzania», *Tectonics*, 15, 776-790

- VAN WEES, J. D. (1994), *Tectonic modelling of basin deformation and inversion dynamics*, Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, Amsterdam, 164 p.
- VERSFELD, J. y ROSENDAHL, B. R. (1989), «Relationship between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganika and Malawi», *Nature*, 337, 354-357.
- VIRGILLI C., HERNANDO, S., RAMOS, A. y SOPENA, A. (1973), «La sedimentation permienne au centre de l'Espagne», *C.R. Soc. Geol. France*, 15, 109-112.
- WRIGHT, V. P. y MARRIOTT, S. B. (1993), «The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain storage», *Sed. Geol.*, 86, 203-210.

Manuscrito recibido: 10-10-1996

Manuscrito aceptado: 26-11-1996