

Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca pérmico-triásica del SE de la Cordillera Ibérica

Alfredo ARCHE y José LÓPEZ-GÓMEZ

Instituto de Geología Económica, CSIC-UCM, Facultad de Ciencias Geológicas, 28040 Madrid (España)

RESUMEN

La facies Buntsandstein representa una de las primeras etapas de evolución tectosedimentaria del SE de la Cordillera Ibérica. Está constituida por cuatro formaciones continentales, principalmente fluviales, que forman dos macrosecuencias de *granulometría decreciente separadas por una discontinuidad*. La base está marcada por una importante discordancia angular y el techo también es una discontinuidad.

La Cuenca Ibérica SE comienza a formarse a finales del Pérmico como una depresión endorreica con estructura de semigraben, limitada por fallas normales de orientación NO-SE y evoluciona a un graben clásico durante el Triásico inferior. Las fallas maestras de este «rift» se interpretan como lístricas que se deben hacer casi horizontales a una profundidad pequeña (12-15 Kms.) en lugar de fallas casi verticales y profundas, como hacían las reconstrucciones hasta ahora publicadas.

Un sistema de fracturas de orientación NNE-SSO constituye a su vez una vía de relajación de las fallas maestras incrementando su actuación hacia el SE y a partir del Pérmico superior. La disposición y morfología general de las fracturas facilitará el despegue de mantos producidos durante etapas compresivas posteriores.

Palabras clave: Pérmico, Triásico, Cordillera Ibérica, Extensión, Subsistencia, Buntsandstein, Muschelkalk.

ABSTRACT

The Buntsandstein facies represents the first stages of the tecto-sedimentary evolution of the SE Iberian Ranges and consists of four continental formations, basically fluvial, associated in two fining-upwards macrosequences. There is an important angular unconformity, at the base and two hiatuses, one in the middle part and another at the top.

The SE Iberian Basin appears at the end of the Permian as an endorheic depression with a semigraben structure, limited by NW-SE normal faults and evolves towards a classic graben during the Early Triassic. The boundary faults are interpreted as listric faults dying out at perhaps 12-15 Kms, instead deep-seated, almost vertical faults as in previous reconstructions.

A NNE-SSW fault system represents a transfer system of the main NW-SE faults, increasing their throw towards the SE and from the upper Permian. The orientation and morphology of the general fault systems will control the movement of later thrust faults during the Tertiary.

Key words: Permian, Triassic, Iberian Ranges, Extension, Subsidence, Buntsandstein, Muschelkalk.

INTRODUCCION

La Cordillera Ibérica es una estructura linear de dirección NO-SE situada en la parte E de la Placa Ibérica. Esta estructura intraplaca comenzó a formarse en el Pérmico inferior a lo largo de una sutura hercínica, pasando por diversas etapas de extensión y compresión hasta adquirir su configuración actual. Las principales etapas de compresión tuvieron lugar durante el Eoceno y el Oligoceno terminal - Mioceno inferior; en ellas hubo una inversión estructural, plegamiento y fracturación inversa de extensión limitada sin ningún tipo de metamorfismo acompañante. Durante el Mioceno superior y el Plioceno hubo fases de extensión.

La sedimentación alpina comenzó en el Pérmico superior, cuando se forman dos subcuencas, una al NO y otra al SE separadas por el Umbral de Tramacastilla y limitadas por fallas normales de orientación NO-SE, cuyos planos buzcan hacia el NE. En este primer estadio se forman semigrabens con drenaje endorreico; en ellos se depositaron sedimentos aluviales y lacustres cuya fuente principal se situaba hacia el SO, en el labio levantado de la falla maestra de la Subcuenca SE que delimita el Umbral de Cueva de Hierro.

A finales del Pérmico hay un periodo de menor actividad tectónica y la cuenca se colmata con sedimentos finos aluviales y lacustres finalizando la primera megasecuencia. A continuación hay un periodo de duración mal conocida, sin

sedimentación, marcado por un hiato o suave discordancia cartográfica. Todavía en el Pérmico superior se reanuda la sedimentación aluvial, pero el Umbral de Tramacastilla desaparece y las subcuencas NO y SE se comunican y se abren hacia el Mar del Tethys, situado al E (Fig. 1). Esta segunda macrosecuencia continental,

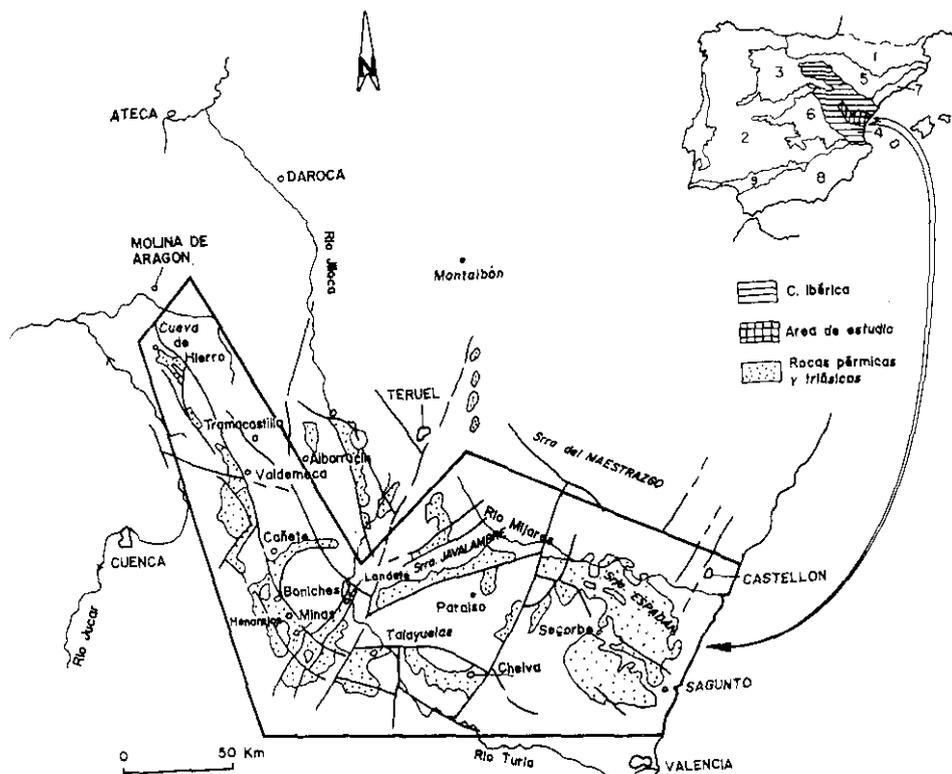


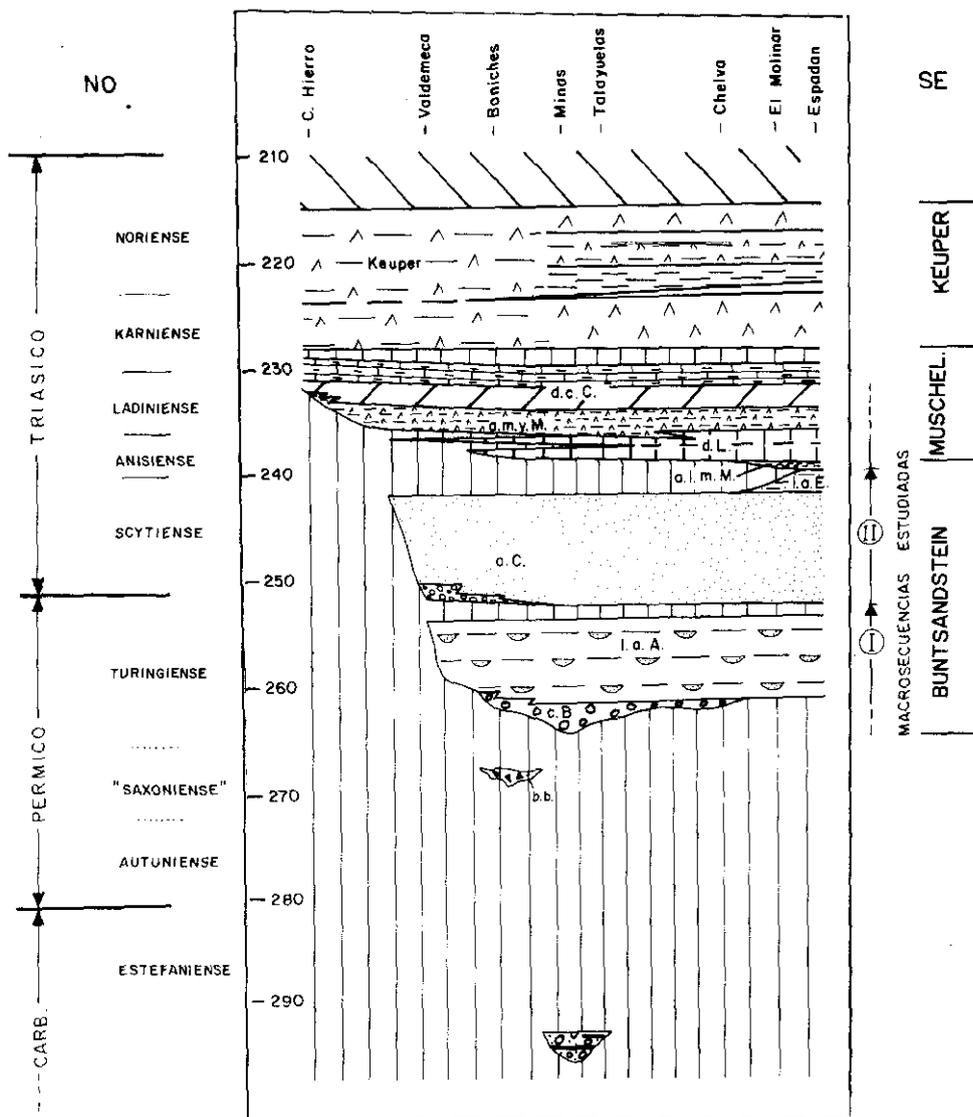
Fig. 1.—Situación del área estudiada y principales afloramientos del Pérmico superior-Triásico de la Cordillera Ibérica. 1. Pirineos, 2. Macizo Ibérico, 3. Cuenca del Duero, 4. Cordillera Ibérica, 5. Cuenca del Ebro, 6. Cuenca del Tajo, 7. Catalánides, 8. Cordilleras Béticas, 9. Cuenca del Guadalquivir.

Fig. 1.—Study area and main Late Permian-Triassic age rocks outcrops in the Iberian Ranges: 1. Pyrenees, 2. Iberian Massif, 3. Douro Basin, 4. Iberian Ranges, 5. Ebro Basin, 6. Tagus Basin, 7. Catalanian Ranges, 8. Betic Ranges, 9. Guadalquivir Basin.

de edad Thuringiense-Anisiense (Pérmico superior - Triásico inferior y medio) está formada por sedimentos fluviales y, accesoriamente de abanicos aluviales y tiene un drenaje básicamente longitudinal, en contraste con la macrosecuencia precedente. Ambas macrosecuencias y sus edades quedan expuestas en la Fig. 2.

El Triásico de la Cordillera Ibérica se deposita en una cuenca limitada por dos

«horsts», el umbral de Ateca-Montalbán-Maestrazgo al NE y el Umbral de Cueva de Hierro al SO. Sus facies se pueden asimilar al «tipo germánico» (Fig. 2), con facies Buntsandstein, Muschelkalk y Keuper, pero con grandes cambios laterales de litología y de espesor. Se pueden encontrar detalladas descripciones de la estratigrafía, sedimentología y evolución de los sedimentos pérmicos y triásicos de la Cuenca Ibérica, entre otros, en Virgili *et al.* (1977), Hernando (1977), Ramos (1979), Sopena (1979), Pérez-Arlucea (1985), López (1985), Arche y López (1989) y Sopena *et al.* (1988).



La tercera macrosecuencia triásica, que no es objeto de este trabajo, comienza en el Triásico medio con la transgresión del Mar del Tethys sobre el borde este del Macizo Ibérico.

La sedimentación de los materiales pérmicos y triásicos estuvo claramente controlada por una tectónica de extensión sinsedimentaria como demuestran, entre otros, los trabajos antes citados; las fracturas se establecen sobre una antigua sutura hercínica que era una zona débil a lo largo de la cual se podrían absorber fácilmente los esfuerzos cambiantes y la deformación correspondiente era posible.

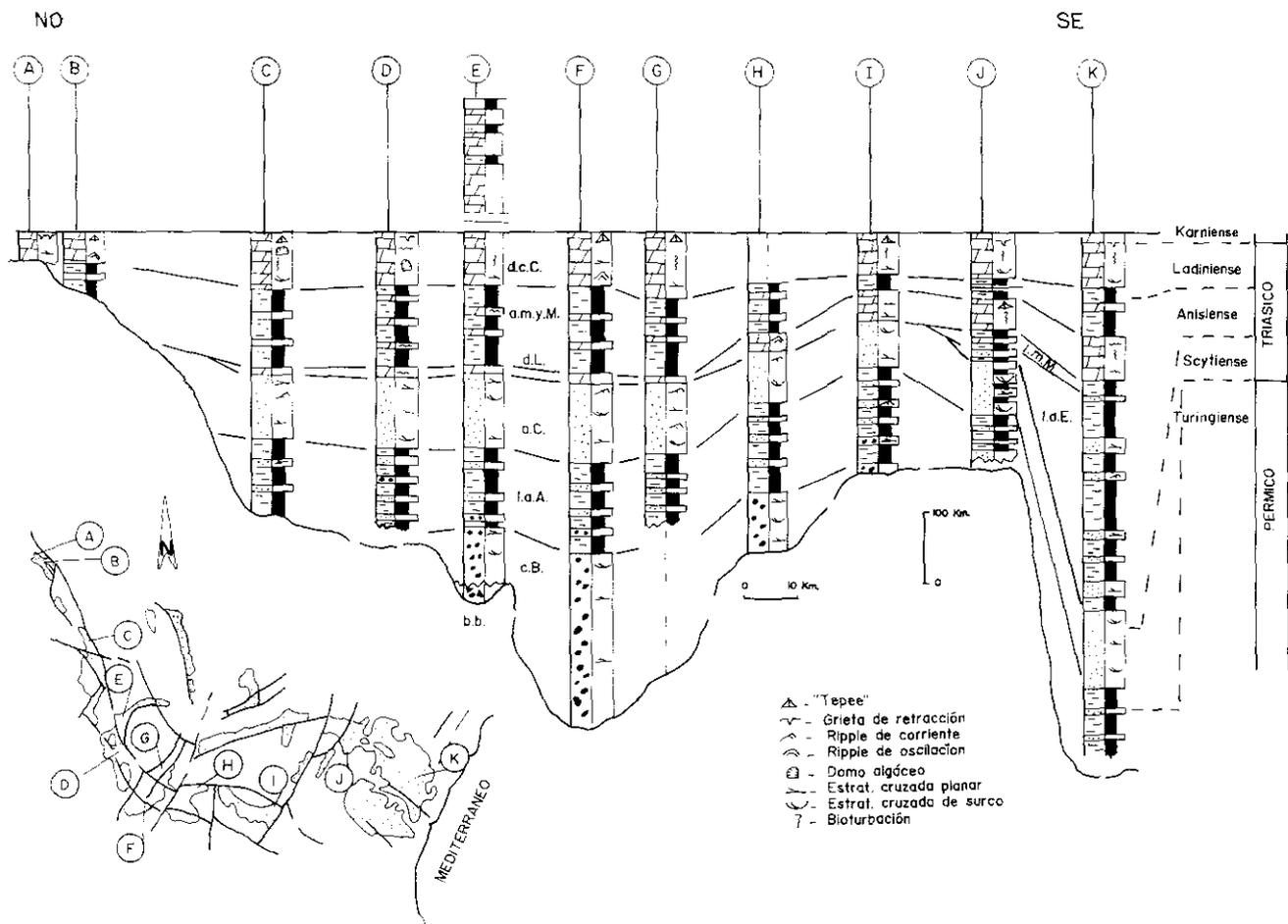
El objeto principal de este trabajo es analizar los modelos evolutivos propuestos, demostrar algunas de sus debilidades y proponer una hipótesis alternativa a la que se ajustan mejor, en nuestra opinión, los datos disponibles, aunque está lejos de quedar totalmente confirmada. Para ello utilizamos los datos de campo obtenidos en más de quince años de trabajo sobre el terreno, que han rectificado numerosos errores de espesor y edad de los materiales, una cartografía detallada y unas reconstrucciones de la cuenca apoyadas en modelos alternativos al «rift» clásico.

LA FACIES BUNTSANDSTEIN EN EL SE DE LA CORDILLERA IBERICA

La facies Buntsandstein del área estudiada (Figs. 1 y 3) está constituida por materiales continentales y limitada por dos discordancias angulares a base y techo; un hiato y/o discordancia angular muy suave la divide en dos megasecuencias, cada una de ellas con dos formaciones. Tanto a techo como a base existen formaciones detríticas siliciclásticas relacionadas con otros ciclos sedimentarios: brechas basales (b.b.) y arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.) respectivamente (Fig. 2).

Fig. 2.—Rango temporal y espacial de las formaciones del Pérmico superior y Triásico de la Cordillera Ibérica SE. Las líneas verticales indican periodos de no sedimentación y los números romanos indican las diferentes megasecuencias. Formaciones: b.b. brechas basales, c.B. conglomerados de Boniches, I.a.A. limos y areniscas de Alcotas, a.C. areniscas del Cañizar, I.a.E. limos y areniscas de Eslida, a.l.m.M. arcillas, limos y margas de Marines, d.L. dolomías de Landete, a.m.y.M. areniscas, margas y yesos del Mas, d.c.C. dolomías y calizas de Cañete. Ver figura 1 para situar las localidades a techo de esta figura.

Fig. 2.—Time range and geographical extent of the Late Permian-Triassic of the SE Iberian Ranges. Vertical ruling means non-sedimentation periods and roman ordinals successive megasequences. Formations: b.b. Basal Breccias, c.B. Boniches Conglomerates, I.a.A. Alcotas Siltstones and Sandstones, a.C. Cañizar Sandstones, I.a.E. Eslida Siltstones and Sandstones, a.l.m.M. Marines Clays, Siltstones and Sandstones, d.L. Landete Dolomites, a.m.y.M. Mas Sandstones, Marls and Gypsums, d.c.C. Cañete Dolomites and Limestones. See fig. 1 for geographical situation of the localities.



Se han encontrado diversas asociaciones de palinomorfos que han permitido la datación de las cuatro formaciones de la facies Buntsandstein, y que van desde el Thuringiense (Pérmico superior) al Anisiense (Triásico medio) (López, 1985; López y Arche, 1986; Doubinger, López-Gómez y Arche, 1990).

La descripción e interpretación de cada formación se encuentra detallada en los trabajos antes citados, pero aquí se hace necesario un pequeño resumen. De base a techo son (Figs. 2 y 3):

Brechas basales (b.b.)

Brechas de cantos de cuarcita y pizarra, angulosos y subangulosos, con centil de 27 cm.; algunos poseen barniz superficial negro con óxidos de Fe y Mn. La parte inferior es caótica con muy poca matriz, pasando en la vertical a niveles con cruda estratificación horizontal o cruzada planar con matriz arenosa, algunos con base erosiva y geometría lenticular. No hay gradación granulométrica vertical observable. La potencia máxima observada es de 33 m.

Estas brechas sólo afloran en una reducida área en las cercanías de Cañete (Cuenca) (Fig. 1), donde yace discordante sobre pizarras y cuarcitas ordovícicas y silúricas, recubriendo un paleorrelieve relativamente importante; las direcciones de paleocorrientes están siempre controladas por las paleopendientes locales.

Las brechas basales se han interpretado como derrubios de ladera y depósitos de arroyada sin drenaje jerarquizado. Su edad es desconocida y en cualquier caso, pre-Thuringiense, pero tienen gran importancia paleogeográfica ya que son los únicos sedimentos conservados del largo periodo que transcurre desde el final de la orogenia hercínica hasta el comienzo de la sedimentación alpina en el Pérmico superior.

Conglomerados de Boniches (c.B.)

Conglomerados de cantos de cuarcita subangulosos a subredondeados, de 40 cm. de centil, con numerosas marcas de presión-solución y matriz arenosa. Afloran desde Cañete (Cuenca) hasta Chelva (Valencia) (Fig. 1), y su espesor máximo es de 210 m.

Fig. 3.—Columnas sintéticas de los sedimentos del Pérmico superior-Triásico superior del SE de la Cordillera Ibérica. A. Cueva de Hierro, B. Masegosa-Cueva de Hierro sur, C. Valdemeca, D. Cañete, E. Boniches, F. Henarejos, G. Landete, H. Talayuelas, I. Chelva, J. Segorbe, K. Eslida. Ver figura 1 para la localización geográfica de las figuras, y figura 2 para el nombre de las formaciones.

Fig. 3.—Synthetic logs of the Late Permian-Triassic rocks in the SE Iberian Ranges. A. Cueva de Hierro, B. Masegosa-Cueva de Hierro sur, C. Valdemeca, D. Cañete, E. Boniches, F. Henarejos, G. Landete, H. Talayuelas, I. Chelva, J. Segorbe, K. Eslida. See fig. 1 for geographical situation of the localities and fig. 2 for Formation names.

En su interior se distinguen dos superficies erosivas de carácter regional que dividen la formación en tres unidades menores que, a su vez, se pueden subdividir en niveles por otras superficies erosivas de menor entidad (se han distinguido hasta 17).

La parte inferior está dominada por cuerpos de base y techo plano, con aspecto masivo y con cruda estratificación horizontal granodecrecientes o con granoselección de invertida a normal de hasta 1,6 m. de espesor e imbricación rara. La parte superior (constituida por las dos unidades menores restantes) muestran un dominio progresivo de cuerpos tabulares o lenticulares de base erosiva, con estratificación cruzada planar, asociados a areniscas en niveles plano-cóncavos a techo.

Las paleocorrientes de los conglomerados de Boniches apuntan hacia el NE con una dispersión que cambia hacia el SE cerca del techo (López y Arche, 1985) y su edad es Thuringiense inferior (Pérmico superior) (Doubinger *et al.*, 1990).

Se interpretan como depósitos de canales fluviales entrelazados en abanicos aluviales cuyo ápice se situaba hacia el SO y en la vertical muestran una retrogradación desde facies proximales a facies distales.

Con esta formación, que reposa discordante sobre el Paleozoico inferior o sobre las brechas basales, comienza la primera megasecuencia aluvial del ciclo alpino de sedimentación (Fig. 2).

Limos y areniscas de Alcotas (I.a.A.)

Limos y arcillas rojizas y marrones, masivas o con ripples de corriente, y ocasionalmente laminación paralela, grietas de retracción, bioturbación y horizontes meteorizados. Excepcionalmente contienen niveles de algunos metros de dolomías. Intercalados en las facies finas hay cuerpos lenticulares de areniscas y conglomerados con base erosiva y techo plano, con estratificación cruzada y numerosas cicatrices internas. La formación se subdivide en tres unidades menores, estrato y granodecrecientes, separadas por superficies de erosión. Aflora desde la Sierra de Valdemeca hasta el Mediterráneo (Fig. 1), con un espesor máximo de 175 m.; las paleocorrientes apuntan hacia el SE, y su edad es Thuringiense (Pérmico superior) (López, 1985).

Se interpretan como depósitos de una amplia llanura de inundación surcada ocasionalmente por canales entrelazados de corta duración y depósitos de lagos someros semipermanentes. Yacen concordantes sobre la formación anterior y cierran la primera macrosecuencia aluvial.

Areniscas del Cañizar (a.C.)

Areniscas rosas o blancas, arcólicas o protocuarcíticas con algunos conglomerados y lutitas asociados. Matriz arcillosa. Forman niveles de 0,3-2 m., con base erosiva y estratificación cruzada, laminación paralela y ripples de corriente en se-

cuencias en general truncadas a techo. Presentan numerosas superficies de reactivación y niveles de cantos blandos.

Se puede subdividir en seis unidades, estratodecrecientes, de rango menor, separadas por superficies erosivas que se pueden cartografiar decenas de kilómetros.

Aflora en toda el área estudiada excepto en el Anticlinal de Cueva de Hierro (Fig. 1). El espesor máximo es de 200 m., aunque se dan cambios notables lateralmente. Su carácter tabular y aspecto característico la convierte en un nivel clave en las correlaciones regionales. Su edad es, con casi total seguridad, Scytiense (Triásico inferior) en la base y Anisiense (Triásico medio) datado, a techo (Doubringer *et al.*, 1990), y las paleocorrientes, de pequeña dispersión, apuntan hacia el SE y el S.

Las areniscas del Cañizar se interpretan como depósitos de ríos arenosos de cauces entrelazados, con complejos de barras y canales y de llanuras arenosas; los ciclos pueden deberse a migraciones laterales de los cauces activos en respuesta a la actividad de las fallas marginales.

Su base es una prominente superficie erosiva, probablemente una discordancia angular muy suave, y con ella se inicia la segunda macrosecuencia aluvial. A techo puede pasar concordantemente a la siguiente formación (l.a.E.) o bien estar limitada por una superficie meteorizada que representa una discordancia angular muy suave (Fig. 2).

Limos y areniscas de Eslida (l.a.E.)

Alternancias de areniscas rosas o blancas, cuarcíticas, con limos y arcillas rojas o marrones. Las areniscas forman cuerpos tabulares de hasta 1 km. de extensión lateral y hasta 18 m. de espesor, con estratificación cruzada, superficies de reactivación y ripples de corriente. Las lutitas son en general masivas, aunque presentan aislados ripples de corriente, nódulos de carbonatos, horizontes bioturbados y paleosuelos.

Las secuencias de base erosiva y tipo granodecreciente se interpretan como depósitos de ríos de cauces entrelazados (facies medias y distales) de relleno complejo («multistorey») (Friend, Slater y Williams, 1979, y Olsen, 1988) y de cauces meandriformes alternando con extensas llanuras de inundación con suelos bien desarrollados en largos periodos de exposición subaérea.

La base de esta formación es concordante con las areniscas del Cañizar, y su techo es un contacto neto con las facies intermareales de la formación suprayacente. Con ella se cierra la segunda macrosecuencia fluvial.

Aunque las dos formaciones a las que nos referimos a continuación son ya marinas someras e inician un tercer ciclo sedimentario triásico y no son el objeto de este trabajo, las describiremos sucintamente, pues representan el comienzo de la transgresión del mar del Tethys sobre la Cuenca Ibérica y permiten precisar la evolución tectono-sedimentaria de la misma.

Arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.)

Arcillas y limos rojizos y amarillentos con algunas margas grises y dolomías a techo. Forman alternancias centimétricas con ripples de oscilación, horizontes bioturbados, grietas de desecación y, en ocasiones, «flaser» y «wavy bedding». Son frecuentes las laminaciones milimétricas y hay algunos cristales de halita.

Afloran en las provincias de Castellón, Valencia y el N de Teruel (Fig. 1), con un espesor máximo de 135 m., aunque éste es muy variable. Su edad es Anisiense (Triásico medio) (Doubinger *et al.*, 1990).

Reposan en contacto transicional y, aparentemente concordante, sobre los limos y areniscas de Eslida, y se han interpretado como depósitos de llanuras mareales fangosas en las que podrían desarrollarse mallas de algas y cristales de halita.

Dolomías de Landete (d.L.)

Dolomías cristalinas grises o amarillentas, de grano fino, laminación ondulada irregular, horizontes bioturbados y algunos ripples de oscilación. Contienen escasa fauna y estructuras «tepee» a techo.

Afloran desde la Sierra de Valdemeca (Cuenca) hasta la costa mediterránea (Fig. 1) con un espesor máximo de 95 m. Su edad es Anisiense (Triásico medio) (López, 1985).

Se pueden interpretar como carbonatos de llanura de marea (zona intermareal) con una clara tendencia a ser supramareales a techo.

Esta formación reposa sobre las formaciones areniscas del Cañizar (a.C.), arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.) y limos y areniscas de Eslida (l.a.E.) según el área de observación (Fig. 2); por tanto su base es una discordancia angular suave que marca la transgresión del Mar del Tethys.

LAS MACROSECUENCIAS FLUVIALES

Como se ha apuntado anteriormente, la facies Buntsandstein del SE de la Cordillera Ibérica se puede dividir en dos macrosecuencias limitadas por discordancias angulares o sus superficies conformes equivalentes y cada una en una serie de unidades de menor rango (Fig. 2 y 3).

La interpretación sedimentológica detallada de estos materiales se ha realizado, entre otros, por López (1985), López y Arche (1985) y Arche y López (1989) para el SE de la Cordillera Ibérica, y Ramos (1979), Pérez-Arlucea (1985) y Ramos, Sopena y Pérez-Arlucea (1986) para el NO de la misma. Aquí sólo presentaremos un resumen.

Primera macrosecuencia

Está constituida por dos formaciones (Figs. 2, 3 y 4): conglomerados de Boniches (c.B.) y limos y areniscas de Alcotas (l.a.A.). Las brechas basales antes descritas no forman parte de este ciclo, sino de otro anterior. La base de la macrosecuencia es una discordancia angular con las pizarras y cuarcitas del Ordovícico y Silúrico, plegadas y con un metamorfismo de bajo grado; su techo es una superficie erosiva neta pero conforme, que representa un hiato sedimentario.

En su interior se pueden distinguir superficies de erosión que se pueden seguir lateralmente decenas de kilómetros y que permiten subdividirla en seis unidades, tres en los conglomerados de Boniches y otras tres en los limos y areniscas de Alcotas (Fig. 4).

Las tres unidades inferiores representan la evolución de una serie de abanicos aluviales coalescentes con una evolución proximal-distal en la vertical muy clara, como demuestran los ciclos granodecrecientes, la disminución del tamaño de los cantos, los cambios de estructuras internas dominantes, de capas masivas a otras con estratificación cruzada y el incremento en el contenido en arena. Cada unidad puede dividirse, a su vez, en otras de rango menor, lenticulares, que se interpretan como lóbulos individuales de cada abanico que cambiaban de posición con el tiempo, superponiéndose parcialmente.

Las paleocorrientes apuntan hacia el NE, con pequeña dispersión, por lo que el área fuente se situaba al SO. La composición de los clastos indica que estaba formada por cuarcitas y pizarras de bajo metamorfismo. Actualmente el área fuente sólo aflora en el núcleo del Anticlinal de Cueva de Hierro (Fig. 1), pues quedó cubierta por sedimentos cretácicos, pero se puede reconstruir la traza de las fallas que formaban el límite SE de la cuenca hasta la provincia de Valencia.

La distribución de paleocorrientes en los conglomerados de Boniches es casi perpendicular a estas fallas, indicando un drenaje transversal con pequeña dispersión radial. Todo indica que se trataba de una serie de abanicos aluviales coalescentes formando una orla al pie del límite de la cuenca, con muchas fuentes de alimentación cercanas, en lugar de grandes aparatos aluviales más alejados, que tendrían una gran dispersión lateral de paleocorrientes (Fig. 4).

Al final de la sedimentación de los conglomerados de Boniches el área de sedimentación se amplía y las paleocorrientes giran hacia el SE, haciéndose paralelas al eje de la cuenca. Una posible explicación de este hecho es que casi alcanzaban el otro margen de la cuenca y la pendiente regional variaba ligeramente. Se han descrito deflexiones similares en otras cuencas, como la del Ebro en el Mioceno (Hirst y Nichols, 1986; Friend, Hirst y Nichols, 1986, y Gawthorpe y Colella, 1990).

Las tres subunidades superiores también presentan una tendencia vertical

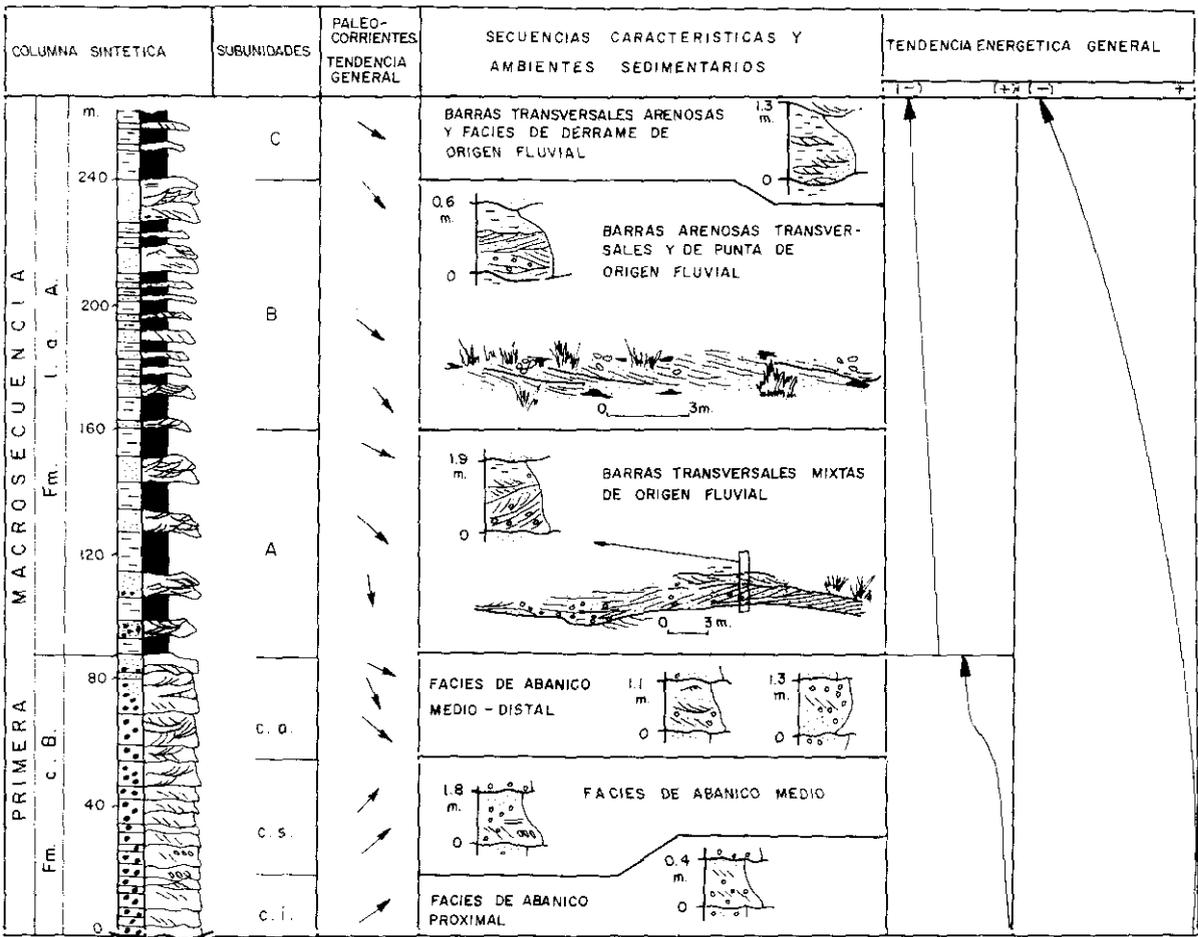


Fig. 4.—Primera macrosecuencia fluvial: subunidades, paleocorrientes, secuencias elementales tipo, ambiente sedimentario y tendencia energética general.

Fig. 4.—First alluvial macrosequence: subdivisions, paleocurrents, elementary sequences, sedimentary environment and energy changes.

granodecreciente (Fig. 4), marcada por la disminución de tamaño de los cuerpos canalizados de areniscas y conglomerados, el incremento de horizontes de suelos y la aparición de algunas capas de dolomía.

La combinación de relieves marginales menos importantes y paleopendientes menores en la cuenca dieron lugar a un paisaje con cauces fluviales, en su mayoría de baja sinuosidad y corta vida, con extensas llanuras de inundación y lagos poco profundos semipermanentes. La sedimentación era esporádica y entre tanto se formaban perfiles de suelos bien desarrollados.

Las paleocorrientes disponibles de toda la formación son claramente centrípetas y la distribución de facies asimétrica, con numerosos canales fluviales al N (área de Cañete-Teruel) y tan sólo lutitas e incluso dolomías al S (área de Landete-Henarejos). Todo ello sugiere una cuenca endorreica limitada por un enérgico relieve al SO, formado por la falla principal de la cuenca y los aportes procedentes fundamentalmente del labio hundido similar a los ejemplos actuales de semigrabens africanos descritos por Frostyck y Reid (1986, 1987).

De acuerdo con los datos palinológicos disponibles (Doubinger *et al.*, 1990), la primera macrosecuencia se depositó en unos 8-10 millones de años.

Segunda macrosecuencia

Está constituida por dos formaciones (Fig. 5): areniscas del Cañizar (a.C.), y limos y areniscas de Eslida (l.a.E.). La base de la macrosecuencia es una paraconformidad o discordancia de muy bajo ángulo que representa un hiato con decoloraciones, niveles edáficos y encostramientos de Fe. Pérez-Arlucea y Sopena (1985) han demostrado que esta superficie se convierte en una discordancia angular suave hacia el NO, en el umbral de Tramacastilla, cerca de Albarracín. Aún no se ha determinado con precisión el tiempo que representa el hiato. El techo es una compleja discordancia angular suave que marca la transgresión del Mar del Tethys sobre la Cuenca Ibérica y sus márgenes, ya que el Muschelkalk inferior (d.L.) llega a reposar sobre las tres formaciones citadas, según el área de observación. El lapso de tiempo sin sedimentación aumenta hacia el NO y en el contacto existen niveles decolorados, costras ferruginosas e incluso enriquecimientos en Ba y Co que han sido explotados industrialmente.

Las areniscas del Cañizar son un nivel característico del Triásico de la Cordillera Ibérica, de color rosado que forma farallones en los relieves actuales. Se han interpretado como depósito de ríos arenosos de baja sinuosidad en una cuenca más amplia y abierta al Mar del Tethys, una diferencia fundamental con la etapa endorreica anterior. La parte más distal de la formación y su transición a los sedimentos marinos no está expuesta en la Península Ibérica en estos momentos. Ramos (1979), López (1985), Ramos *et al.* (1986) y López-Gómez y Arche (1992) han estudiado en detalle su sedimentología.

La formación está dividida en seis unidades de menor rango por superficies erosivas que se pueden seguir decenas de kilómetros; las cinco inferiores (Fig. 5) muestran una disminución progresiva en la vertical de tamaño y estructuras sedimentarias, desde estratificación cruzada de surco de gran porte a estratificación cruzada planar y ripples de corriente y, un aumento correlativo de lutitas y niveles de suelos. La sexta unidad se caracteriza por un súbito incremento de grano y del tamaño de los «sets» de estratificación cruzada.

No ha sido posible determinar la edad de la base de la formación en el SE de la Cordillera Ibérica, pero sí es posible establecer una correlación razonable de la misma con los conglomerados de la Hoz del Gallo, en Molina de Aragón, unos 100 kilómetros al NO, donde Ramos (1979) ha demostrado su edad Thuringiense; el techo en las areniscas del Cañizar ha sido datado como Anisiense inferior (Doubinger *et al.*, 1990). Por tanto, esta unidad representa unos 12 millones de años para un espesor de 110 a 200 m. Esta pequeña tasa de sedimentación y el hecho de que las secuencias elementales se encuentren siempre truncadas a techo sugieren que el transporte y la resedimentación eran los procesos dominantes, probablemente ligados a una subsidencia muy lenta y unos perfiles longitudinales de los ríos próximos al equilibrio.

La siguiente formación, limos y areniscas de Eslida (l.a.E.) se depositó tan sólo en un área restringida al E de la cuenca, quedando emergida una extensa zona desde Albarracín (Teruel) hasta Chelva (Valencia) (Fig. 2 y 6) que quedó expuesta subaéreamente, como demuestra la profunda alteración de los últimos metros de las areniscas del Cañizar, la presencia de suelos y moldes de raíces y las mineralizaciones de Ba y Co.

La formación Eslida representa una serie de ambientes fluviales, tanto de alta como de baja sinuosidad, con paleocorrientes hacia el SE. Los cuerpos canalizados tienen relleno complejo («multistorey») de extensión lateral limitada (Fig. 5), indicando frecuentes abandonos o avulsiones. Hay tres importantes reactivaciones marcadas por el incremento en el tamaño de grano y el tamaño de los cuerpos canalizados, pero no se han reconocido superficies de erosión a nivel regional.

La formación de arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.) (Fig. 2) forma parte de una tercera macrosecuencia básicamente marina, aunque su límite sea transicional con la anterior. Presenta facies fluviales distales y de llanura mareal fangosa y ha sido datada como Anisiense mediante asociaciones de polen y esporas (Doubinger *et al.*, 1990). Su techo es también transicional, pasando a los carbonatos de la facies Muschelkalk.

De acuerdo con las dataciones realizadas con palinomorfos, esta segunda macrosecuencia se depositó en 5-6 millones de años.

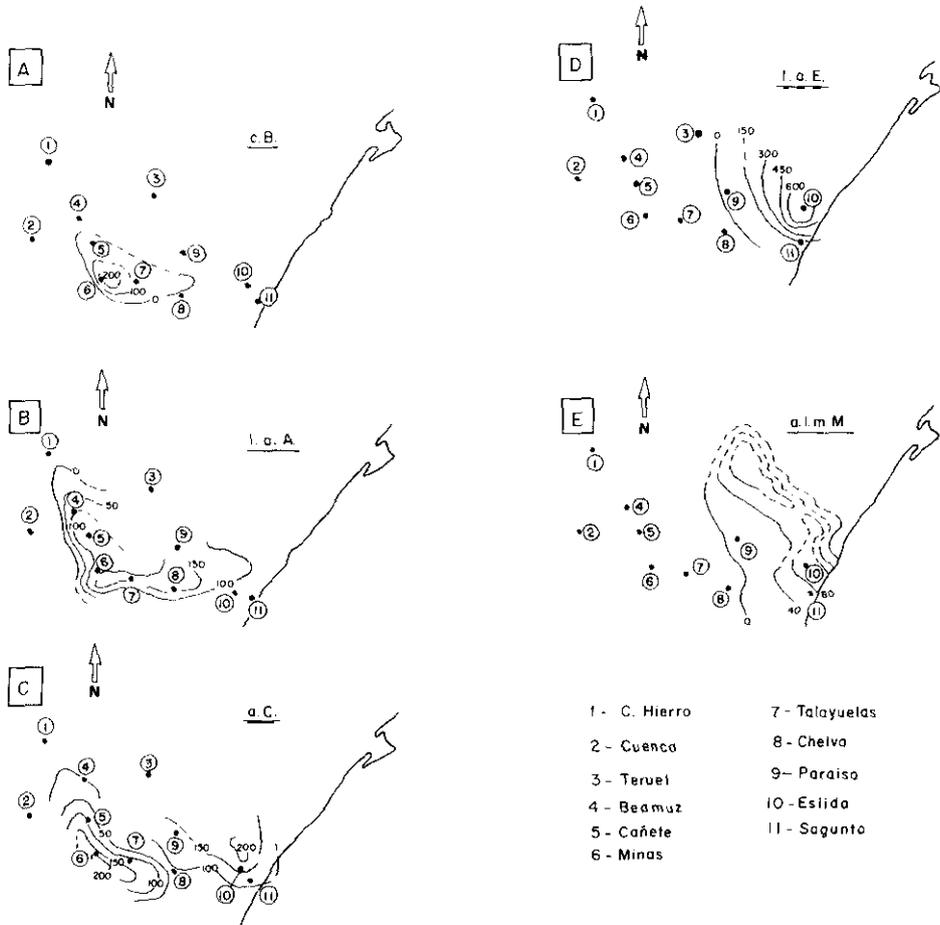


Fig. 6.—Isopacas de las formaciones estudiadas. Cada gráfico representa una formación; ver figura 2 para el nombre de las mismas, y figura 1 para la localización geográfica de las poblaciones indicadas.
 Fig. 6.—Isopach lines of the Formations. Each diagrams represents one Formation. See fig. 2 for the names and fig. 1 for the geographical situation.

CONTROLES TECTONICOS DE LOS CAMBIOS DE ESTILO FLUVIAL EN EL PERMICO-TRIASICO DEL SE DE LA CORDILLERA IBERICA

Ha quedado probado desde hace algún tiempo que la Placa Ibérica era parte de la Cadena plegada Hercínica, resultado de una colisión continente-continente a finales del Carbonífero y que soldó Laurasia y Africa (Dewey y Burke, 1973; Arthaud y Matte, 1977). A partir del Pérmico, se forman dos sistemas de fallas

transcurrentes que limitan dicha placa: Pirineos-Golfo de Vizcaya al N y Gibraltar-Chedabucto al S (Arthaud y Matte, 1977; Sopeña *et al.*, 1988).

Las tensiones creadas por el movimiento de dichas fallas y sus diferentes tasas de desplazamiento se ajustaron, en parte, mediante un sistema de fallas normales NO-SE a finales del Pérmico, que evolucionó en el Mesozoico. Estas fallas son paralelas a las lineaciones tectónicas más antiguas ya que éstas constituyen zonas de debilidad en los cratones que permiten la formación de «rifts», como han demostrado por ejemplo, Versteffelt y Rosendahl (1989) para algunos sectores del «Gran Rift» de Africa Oriental. La Cuenca Ibérica es paralela a directrices hercínicas, un rasgo común a otras cuencas del E de Norteamérica (Manspeizer y Cousminer, 1988) y de Europa Central (Menard y Molnar, 1988).

La Cadena plegada Hercínica era una región de engrosamiento cortical y considerable acortamiento (Matte, 1986), con profundas raíces que se desestabilizaron tras unos pocos millones de años; estas raíces pueden colapsarse y caer al manto superior, proceso que provoca flujo térmico anómalmente alto, emplazamiento de granitos, elevación topográfica y una fase posterior de elevación cortical (etapa de «rifting») y enfriamiento y subsidencia (etapa de flexión o de subsidencia térmica). Actualmente se dan procesos de este tipo en la provincia Basin and Range del O de Estados Unidos y en los Andes de Perú y Bolivia (Houseman, McKenzie y Molnar, 1981; Sonder *et al.*, 1987), acompañados de la creación de cuencas distensivas paralelas o normales a las cadenas plegadas antiguas.

Hernando *et al.* (1980) y Muñoz *et al.* (1985) han demostrado la existencia de extensas granitizaciones y vulcanismo andesítico contemporáneo en el límite Carbonífero-Pérmico en el Sistema Central y áreas colindantes. Menard y Molnar (1988) indicaron que estos procesos eran el origen de los estrechos grabens y semigrabens paralelos a las directrices hercínicas en las que se acumularon cientos de metros de sedimentos pérmicos continentales de la Cadena Hercínica Centroeuropea, desde los Alpes del Briançonnais al Macizo de Bohemia, recubiertos discordantemente por sedimentos marinos jurásicos. Lorenz y Nichols (1984) también caracterizaron el Pérmico inferior como una etapa de flujo térmico alto y adelgazamiento cortical en toda la Europa Occidental.

En el Pérmico superior cambia el tipo de deformación pasando de un régimen de fallas transcurrente a uno distensivo.

La Cuenca Ibérica aparece en el Thuringiense (Pérmico superior) como una cuenca lineal estrecha en respuesta a una extensión limitada en el interior de la Placa Ibérica. Su primera etapa, bastante corta, es de fracturación normal, durante el Pérmico superior y el Triásico inferior, seguida de otra etapa de madurez, mucho más larga, dominada por la subsidencia térmica (Alvaro, Capote y Vegas,

1979; Virgili *et al.*, 1983, y Sopeña *et al.*, 1988). La fase de inversión tectónica tiene lugar en el Cretácico inferior.

Como la apertura de la cuenca no estuvo acompañada de un vulcanismo importante (las andesitas del Pérmico inferior pertenecen a un ciclo tectónico anterior), se debe rechazar la hipótesis del penacho caliente («hot spot») como origen de la misma, propuesto por Alvaro *et al.* (1979). Como alternativa proponemos una combinación de colapso cortical («underplating»), adelgazamiento cortical, y aumento del flujo térmico combinado con esfuerzos distensivos en el interior de la Placa Ibérica en respuesta a esfuerzos de cizalla en sus márgenes que pueden explicar la formación casi instantánea de la Cuenca Ibérica. Esta interpretación se basa en casos actuales y antiguos bien comprobados como los descritos por Royden y Keen (1981), Beaumont, Keen y Boutilier (1982), Sonder *et al.* (1987) y Menard y Molnar (1988), entre otros.

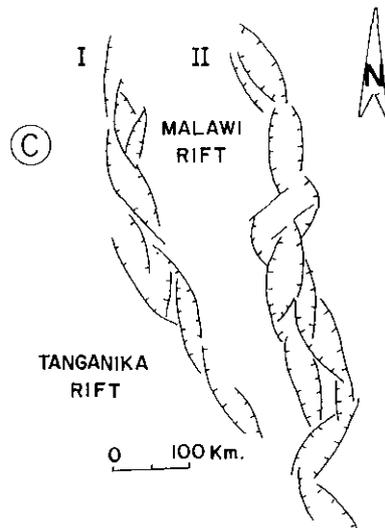
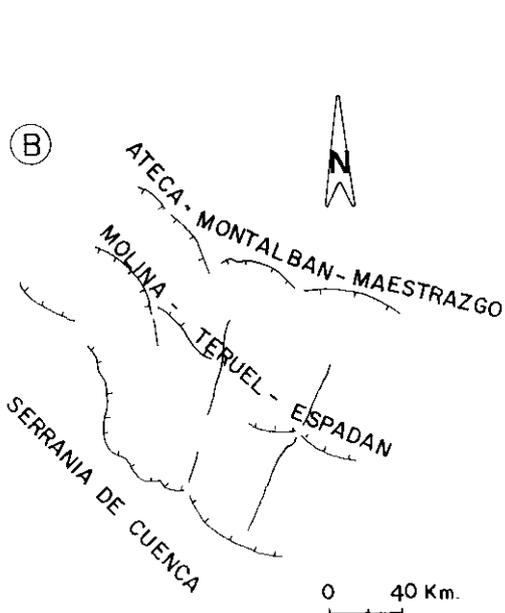
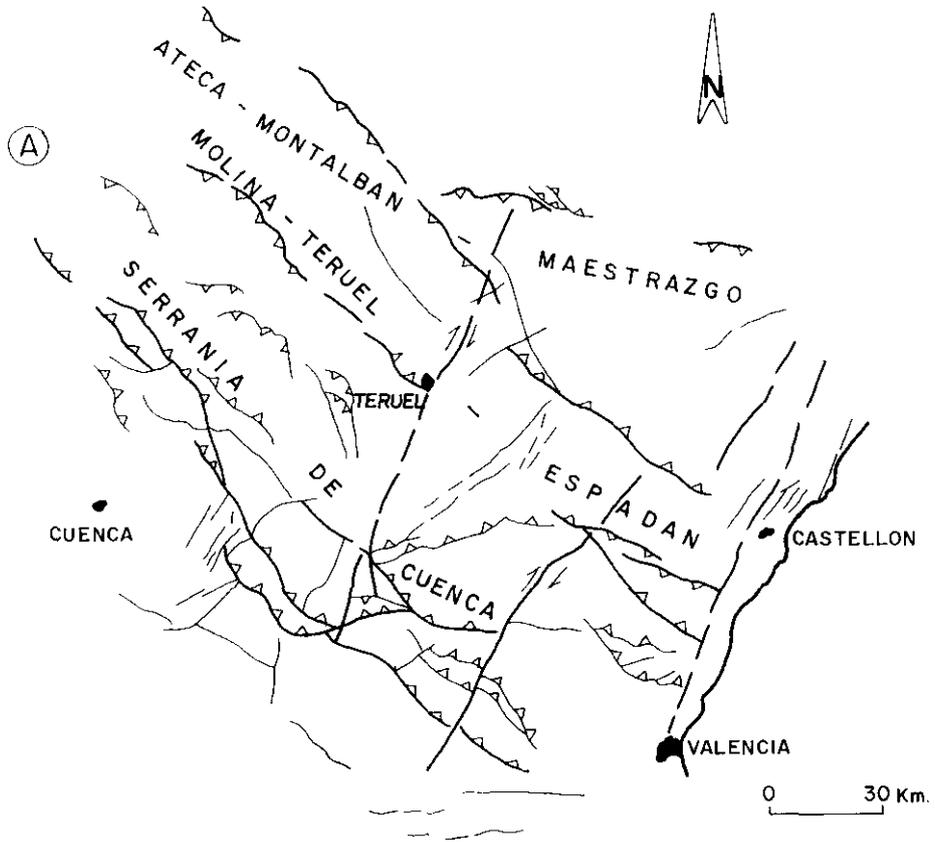
Las isopacas de las diversas formaciones, que marcan la extensión de la cuenca y su subsidencia para cada periodo (Fig. 6) tienen un estrecho paralelismo con algunas de las principales fallas alpinas NO-SE, como la de Molina-Teruel-Espadán, la de Serranía de Cuenca y la de Ateca-Montalbán-Maestrazgo; otras de dirección NNE-SSO, como la de Castellón-Valencia, la de Teruel y otras menores en Cuenca y Guadalajara (Fig. 7) también jugaron un destacado papel. Aunque casi todas ellas son actualmente cabalgamientos, ésto se debe a la inversión tectónica producida en las fases alpinas de deformación y su paralelismo con las isopacas de los materiales pérmicos y triásicos demuestran que son estructuras antiguas ligadas por una relación causa-efecto a la sedimentación de ese periodo y no una mera casualidad. Las direcciones de paleocorrientes muestran también este control estructural.

Como la Cordillera Ibérica ha sufrido varias etapas de deformación alpina, la geometría actual de las isopacas puede estar deformada por estos eventos posteriores; en este trabajo no se ha intentado compensar esta posible deformación.

Las reconstrucciones de la Cuenca Ibérica propuestas hasta la actualidad (Alvaro *et al.*, 1979; Sopeña *et al.*, 1988) utilizan fallas rectilíneas profundas como elementos tectónicos que controlaban la sedimentación durante el Pérmico y

Fig. 7.—A: Principales líneas de fractura de la Cordillera Ibérica SE en la actualidad. Algunas fueron estructuras que controlaron la génesis y evolución de la Cuenca Triásica (ver texto). B: Principales fallas en el Triásico inferior (reconstrucción). Obsérvese la forma curva y las fallas transversales menores. C: Fallas principales en el Rift de Africa Oriental, un posible caso análogo aunque de mayor escala.

Fig. 7.—A. Main faults in present-day SE Iberian Ranges, some of them are old lineaments that controlled the opening and evolution of the Triassic Basin (see text). B. Main faults (reconstructed) in the Early Triassic; note the spoon shape and the minor transverse faults. C. Main faults in the Eastern African Rift, a possible analogue of larger dimensions.



Triásico. Sin embargo esta geometría es incompatible con isopacas y fracturas en planta de forma curva, no lineal (Fig. 6) y con paleocorrientes centrípetas en las primeras etapas. Por tanto, proponemos una alternativa utilizando fallas lítricas poco profundas. Las fallas anteriormente citadas (Fig. 7A) no son estructuras lineales de cientos de kilómetros, sino que, una vez cartografiadas en detalle, están formadas por una serie de fracturas arqueadas de algunas decenas de kilómetros que se relevan unas a otras con complejas relaciones laterales controladas por unas fallas secundarias formando un ángulo de 60° - 90° con las mismas y que recuerdan el trazado del actual «rift» de Malawi (Ebinger, Rosendahl y Reynolds, 1987) (Fig. 7B y C). Las similitudes se basan en la relación geométrica evidente de fallas-isopacas, la asimetría de las isopacas y, por tanto, la situación de los depocentros, las direcciones de paleocorrientes, la evolución proximal-distal de las facies a lo largo de la cuenca y, como criterio excluyente, la inexistencia de fracturas lineales y su incapacidad para explicar la forma de las isopacas observadas.

Las fallas curvas deben amortiguarse en profundidad pasando a fracturas prácticamente horizontales, pero la carencia de datos de profundidad impide comprobar esta hipótesis, que se basa tan sólo en cartografía de superficie y mapas de isopacas. Si la hipótesis es correcta, las fallas podrían volverse prácticamente horizontales a una profundidad de 15-20 km., como ocurre en algunos casos bien descritos en el Mar del Norte (p. ej., Kirton y Hitchen, 1987), en la zona de cambio de comportamiento frágil a dúctil.

Los primeros sedimentos en el SE de la Cuenca Ibérica son los conglomerados de Boniches (Fig. 6A), una serie de abanicos aluviales coalescentes, procedentes del SO y depositados en un área estrecha y elipsoidal, con el máximo muy cerca de la falla de la Serranía de Cuenca en la zona de las Minas de Henarejos, y una geometría en cuña cuyo vértice se encuentra al NE. Esta geometría de los depósitos, las paleocorrientes hacia el NE y la evolución proximal-distal de las facies en la misma dirección apoyan la interpretación de la cuenca en este estadio como un semi-graben con una falla maestra de traza curva en superficie y, por tanto, lítrica en profundidad que actualmente se refleja en el cabalgamiento de Serranía de Cuenca. El labio hundido sufrirá una compleja deformación durante las fases de distensión subsiguientes, que se adaptan bien a diversos casos descritos por Wernicke y Burchfield (1982) y Gibbs (1984, 1987). La falla de Serranía de Cuenca (Fig. 7) actúa como la «Falla Límite» de cuenca («Basin Boundary Fault») durante el Pérmico superior y el Triásico y es la estructura clave del desarrollo de la Cuenca Ibérica SE (Fig. 6A).

Los abanicos aluviales son los depósitos característicos de este periodo inicial, con tasas de sedimentación muy importantes aunque en zonas pequeñas. Los aportes procedían de relieves en el labio levantado, perpendiculares a la «Falla Límite» (Figs. 4 y 7). Los ciclos con granoselección positiva indican rápida erosión de los

relieves marginales y actividad tectónica decreciente, combinado con un probable retroceso de las cabeceras. La deflexión de las paleocorrientes hacia el SE en los tramos finales podría explicarse mediante una deformación del drenaje inicial al rellenarse la cuenca y alcanzar las facies distales el margen opuesto de la misma.

Al continuar la distensión se formaron otras fallas normales sintéticas o antitéticas en el labio levantado, la cuenca se ensanchó y el depocentro se desplazó unos 30 km. hacia el NE situándose cerca de Teruel (Fig. 6B). Los relieves marginales eran menores y la pendiente regional asimismo más suave. La falla Molina-Teruel-Espadán (Fig. 7) se convierte en una estructura clave en este periodo, mientras que la actividad de la falla de Serranía de Cuenca disminuye progresivamente.

La Formación Alcotas (l.a.A.) tiene una distribución asimétrica de facies: una serie de canales aluviales de corta vida procedentes del N y NO con extensas llanuras aluviales en la zona NO de la cuenca y ríos terminales o lagos semipermanentes someros hacia el SE, una imagen que recuerda las cuencas en semigraben endorreicas descritas por Frostick y Reid (1986, 1987), con importantes aportes procedentes del labio hundido, donde cabe la posibilidad de que se formen amplias redes fluviales de baja pendiente.

La Cuenca Ibérica NO se formó probablemente en este periodo del Pérmico superior, al propagarse hacia el NO la falla de la Serranía de Cuenca y depositarse las denominadas «Facies Saxonienses», pero ambas cuencas estaban separadas por un umbral transversal, el Alto de Cueva de Hierro-Tramacastilla (Figs. 1 y 7) (Ramos, 1979; Pérez-Arlucea, 1985), un horst en forma de cuña situado en la zona de ensamble de dos fallas lítricas NNE-SSO similar a otros menores que se pueden observar en las figs. 8 y 9.

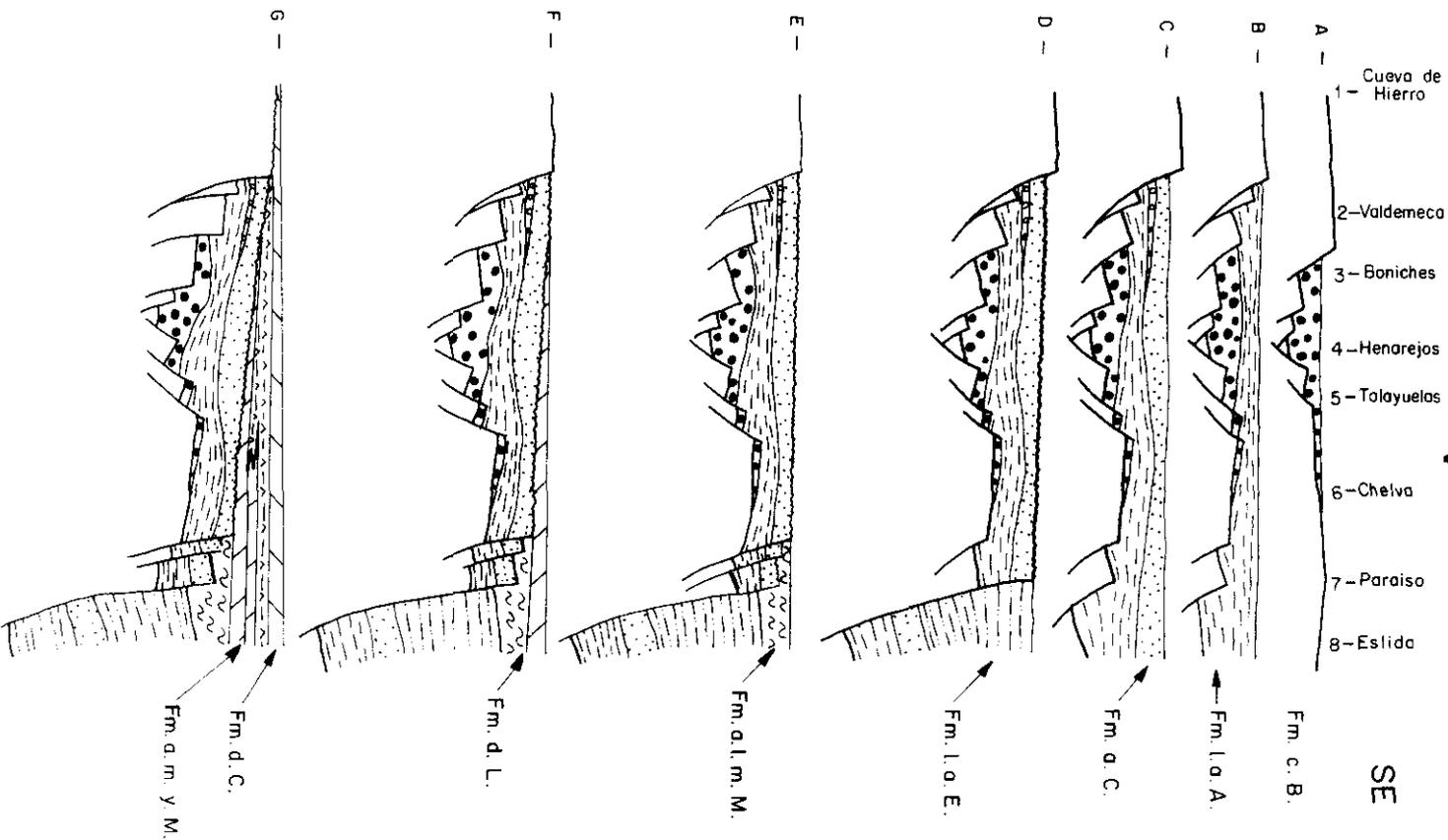
A partir del Pérmico superior, las fallas NNE-SSO toman mayor importancia y subdividen la cuenca estudiada en una serie de altos y depresiones secundarias (Fig. 8). Se trata probablemente de fallas de transferencia («*transfer faults*») que acomodan las diferentes tasas de extensión a lo largo de la «Falla Límite» de la Serranía de Cuenca, actuando como «teclas de piano» (Gibbs, 1984, 1987; Cartwright, 1987).

La primera macrosecuencia fluvial (Fig. 9, A-C) presenta, en su conjunto, similitudes en tamaño, forma y secuencias sedimentarias a algunos segmentos del Rift de Africa Oriental, como la zona del lago de Bogoria (Jones, 1988), aunque con mayor dominio de las facies fluviales.

La segunda macrosecuencia fluvial (Fig. 9, D-E) comienza con las areniscas del Cañizar y supone una reorganización total de la cuenca sedimentaria, que se abre al Mar del Tethys en su extremo distal. Esta formación se ha interpretado como un sistema fluvial arenoso de baja sinuosidad y se depositó en un tiempo superior a los

NO

SE



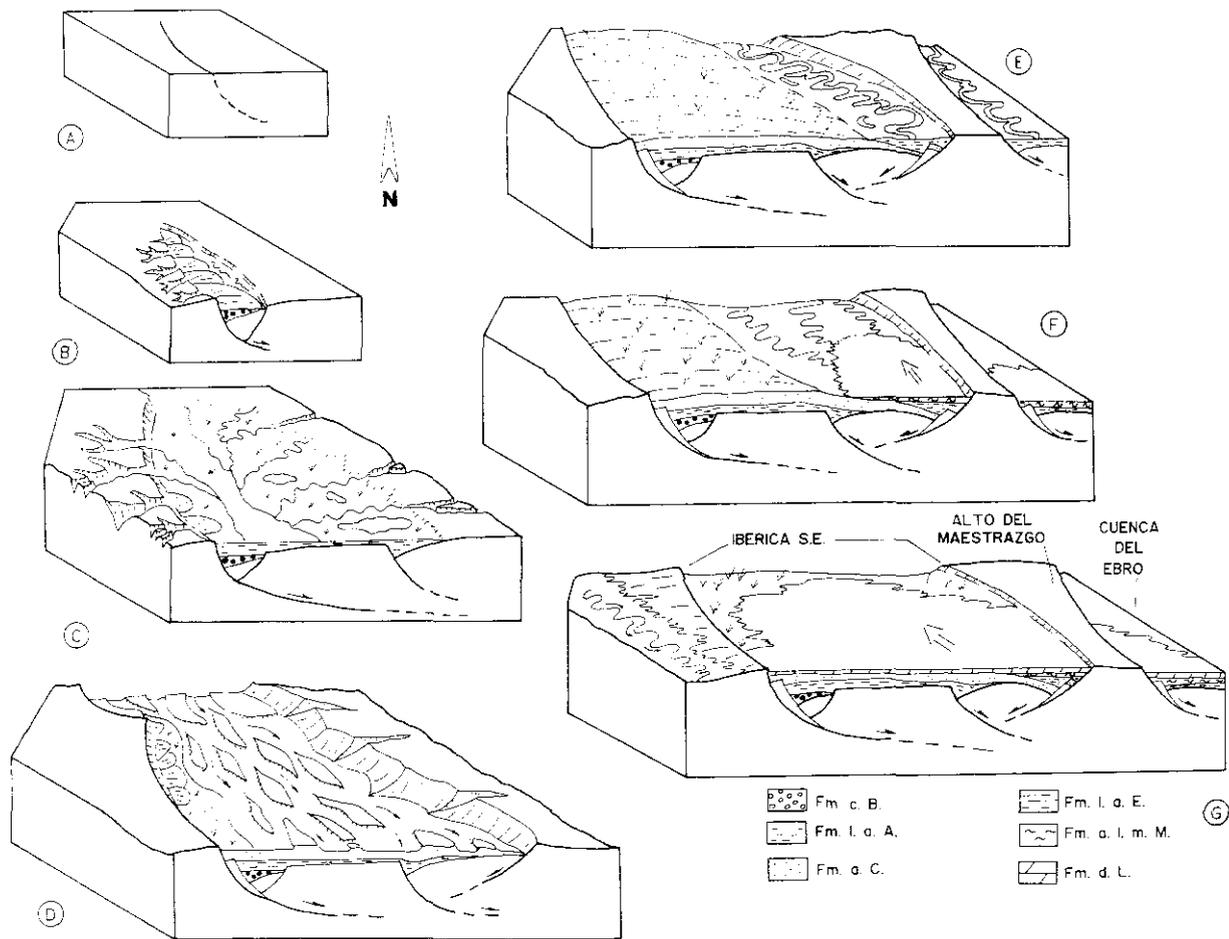
5 millones de años (ver capítulo precedente). Un periodo tan largo y de gran estabilidad permite que los ríos se ajusten longitudinalmente, y que sus perfiles lleguen casi al equilibrio, por lo que el transporte es el fenómeno dominante sea cual sea la descarga y, las secuencias elementales, están profundamente erosionadas y amalgamadas.

La cuenca experimenta una nueva distensión tras un corto periodo de no-sedimentación que produce el hiato que separa ambas secuencias. Como las areniscas del Cañizar (a.C.) se depositan directamente sobre el basamento paleozoico en el borde SO de la cuenca, la «Falla Límite» de Cuenca (Falla de Serranía de Cuenca) sufrió una retrogradación, formándose probablemente un «listric fan» (Fig. 7B y 9D), y se desarrolla una nueva línea de fracturas antitéticas en el labio hundido, la falla Ateca-Montalbán, que adquirirá un papel predominante a partir de este momento. El Umbral de Tramacastilla desaparece y la cuenca adquiere una forma de graben casi simétrico. Si la actividad de las fallas fuese esporádica, el valle fluvial activo migraría lateralmente a lo ancho de toda la cuenca, dando lugar a las seis unidades de rango menor observadas en la Formación a.C. (Fig. 5). Existían dos depocentros (Fig. 9D), uno cerca de las Minas de Henarejos (a la izquierda de la figura) y otro en la Sierra del Espadán (a la derecha de la figura).

Una hipótesis interesante a explorar es la posibilidad de que la segunda macrosecuencia marque el comienzo de la subsidencia térmica o etapa madura del «rift», mucho antes de la transgresión marina del Triásico medio y no sea continuación de la etapa de subsidencia tectónica. En efecto, si la Placa Ibérica era una área elevada tras la colisión continente-continente de finales del Carbonífero, como algunas de las áreas continentales comparables (Tibet, Alpes), esta etapa comenzaría con sedimentación continental, pues tendría que darse una subsidencia de varios kilómetros antes de que el mar pudiese invadir la zona. La tasa reducida de sedimentación característica de la etapa madura es la que se da en este período, aunque haya una última etapa de distensión. Este evento es corto y está localizado en el Anisiense. Trás la sedimentación de la Formación del Cañizar la falla de Serranía de

Fig. 8.—Reconstrucción seriada longitudinal de la Cordillera Ibérica SE según formaciones durante el Pérmico superior-Triásico. Las letras representan la evolución de la cuenca durante la aparición de las diferentes formaciones. F representa la Facies Muschelkalk en su unidad carbonatada inferior y G la invasión total de la cuenca en Facies Muschelkalk en sus unidades media y carbonatada superior. Ver figura 2 para el nombre de las formaciones. Ver figura 1 para la localización geográfica de las poblaciones.

Fig. 8.—Longitudinal reconstruction of the SE Iberian Ranges during the Late Permian-Triassic. Letters represent the different evolutive stages during the sedimentation of the different formations; F represents the Lower Muschelkalk Facies and G, the drowning of the basin during the Middle and Upper Muschelkalk sedimentation. See fig. 2 for names and fig. 1 for the geographical situation.



Cuenca queda inactiva y, sin embargo, la de Ateca-Montalbán sigue funcionando, creándose una estrecha cuenca junto al borde NE de la cuenca, donde se individualiza un alto estructural de basamento paleozoico, el Alto del Maestrazgo (Fig. 9, E) que separa la Cuenca Ibérica de la del Ebro.

La cuenca adquiere un perfil de semigraben, pero la cuña sedimentaria tiene su vértice hacia el SO, al contrario que en el periodo precedente (Fig. 9, E) en el que se depositan los limos y areniscas de Eslida (l.a.E.). Hay una extensa zona al SO que queda expuesta subaéreamente, con desarrollo de perfiles de suelos y decoloraciones a techo de las areniscas del Cañizar.

La Formación Eslida (l.a.E.) está formada por canales de alta y baja sinuosidad, pero ya no están amalgamados y las potencias pueden llegar a 600 m. localmente, lo que indica subsidencia rápida pero localizada. Gibbs (1987) ha demostrado que la etapa madura de un graben puede caracterizarse por la fragmentación del labio hundido en pequeños altos y depresiones con subsidencia elevada pero local.

Tras la sedimentación de la Formación Eslida comienza una tercera macrosecuencia, fundamentalmente marina, que no es el objeto de este trabajo. Aunque es muy difícil precisar en estos momentos el comienzo de la sedimentación marina, ésta tiene lugar con la Formación arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.) (Fig. 9, F), en la que se han reconocido ambientes de llanuras mareales fangosas, de edad Anisiense.

En el Anisiense (Triásico medio) comienza una transgresión mayor del mar del Tethys sobre el borde E de la Placa Ibérica. Como la subsidencia térmica es un proceso lento, el mar alcanzará el borde NO de la Cuenca Ibérica y el Sistema Central durante el Karniense (Triásico superior) únicamente, en un complejo «onlap» sobre diferentes unidades triásicas y el basamento paleozoico.

CONCLUSIONES

Se han propuesto varios modelos para explicar el origen y evolución de las cuencas distensivas (por ej., Braun y Beaumont, 1987; Coward, Dewey y Hancock,

Fig. 9.—Esquema que muestra la posible evolución de la cuenca y la actividad de las fallas lísticas que la controlaban; observense los sucesivos cambios del estilo fluvial. A. Periodo inicial distensivo, B. conglomerados de Boniches (c.B.), C. limos y areniscas de Alcotas (l.a.A.), D. areniscas del Cañizar (a.C.), E. limos y areniscas de Eslida (l.a.E.), F. arcillas, limos y margas de Marines (a.l.m.M.), G. dolomías de Landete (d.L.) (formación inferior carbonatada en facies Muschelkalk). La distribución vertical de estas formaciones es observable también en la figura 2.

Fig. 9.—Sketch of the probable evolution of the Basin and the Boundary Lystric Faults. Note changes in fluvial style. A. Initial distension, B. Boniches Conglomerates (c.B.), C. Alcotas Siltstones and Sandstones, D. Cañizar Sandstones (l.a.E.), F. Marines Clays, Siltstones and Marls. G. Landete Dolomites (d.L.), Vertical relationships in fig. 2.

1987) pero no es posible aún dar una explicación definitiva sobre los primeros episodios de la Cuenca Ibérica.

Pensamos que un modelo con fallas lítricas poco profundas explica mejor muchos de los rasgos observados que los hasta ahora propuestos, con fallas casi verticales, profundas y de centenares de kilómetros de longitud.

La geometría de las fallas en profundidad que presentamos en este trabajo es tentativa, ya que no hay perfiles sísmicos profundos disponibles en el área y cabe la posibilidad de que la «Falla Límite» de la Serranía de Cuenca sea muy compleja en profundidad, con zonas planas e inclinadas («ramps and flats»).

La facies Buntsandstein de la Cordillera Ibérica SE es un buen ejemplo de los cambios de estilo fluvial y de geometría de los depósitos que acompañan a una tectónica distensiva contemporánea. Es importante resaltar el control tectónico de aspectos secundarios del estilo fluvial por pulsos menores tectónicos. Las variaciones climáticas y del nivel del mar juegan un papel muy secundario en estas etapas iniciales de un graben.

Es posible predecir las tasas de sedimentación de forma cuantitativa estudiando tan sólo la geometría de los depósitos fluviales y la presencia o ausencia de lutitas en el área de sedimentación.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos a los Dres. Lluís Cabrera y John D. Collinson sus extensos comentarios a una versión previa de este trabajo. De igual modo agradecemos los comentarios constructivos de los Dres. Joaquín García-Mondejar, Pierre Rat y Amparo Ramos que ayudaron a elaborar esta versión final. Gracias también a Beatriz Bartolomé por el trabajo de mecanografía y a Carlos Sánchez por la delineación de las figuras.

Esta es una aportación al Proyecto PB 87-0322 financiado por la C.I.C.Y.T.

BIBLIOGRAFIA

- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1979): Un modelo para la evolución geotectónica de la Cadena Ibérica. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 172-177.
- ARCHE, A., y LOPEZ, J. (1989): Fluvial sedimentation during the early phase of rifting in the southeastern Iberian Ranges. *4th. International Conference on Fluvial Sedimentology Field Trip Guide*. 88 pp.
- ARTHAUD, F., y MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88: 1305-1320.

- BEAUMONT, C.; KEEN, C., y BOUTILIER, R. (1982): On the evolution of rifted continental margins: comparison between models and observation for the Nova Scotia margin. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 70: 667-715.
- BRAUN, J., y BEAUMONT, C. (1987): Style of continental rifting: results of dynamic model of lithospheric extension. *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 12: 241-258.
- CARTWRIGHT, J. A. (1987): Transverse structural zones in continental rifts. An example from the Danish sector of the North Sea. in: Brooks (ed.) *Petroleum Geology of Northwest Europe*. Graham & Trotman: 441-452.
- COWARD, M.; DEWEY, J., y HANCOCK, P. L. (Eds.) (1987): *Continental extension tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., 28, 285 pp.
- DEWEY, J. F., y BURKE, K. C. A. (1973): Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of a continental collision. *J. Geol.*, 81: 683-692.
- DOUBINGER, J.; LOPEZ-GOMEZ, J., y ARCHE, A. (1990): Pollen and spores from the Permian and Triassic sediments of the Iberian Ranges, Cueva de Hierro (Cuenca) to Chelva-Manzanera (Valencia-Teruel) region, Spain. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 66: 25-45.
- EBINGER, C. J.; ROSENDAHL, B. R., y REYNOLDS, D. J. (1987): Tectonic model of the Malawi rift, Africa. *Tectonophysics*, 141: 215-235.
- FRIEND, P.; SLATER, M., y WILLIAMS, R. (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *J. Geol. Soc. Lond.*, 136: 39-46.
- FRIEND, P.; HIRST, J. P., y NICHOLS, G. J. (1986): Sandstone-body structure and river processes in the Ebro Basin of Aragón, Spain. in: A. Ramos y A. Sopeña (eds.) *Sedimentación continental en España*. Cuad. Geol. Ibé., 10: 9-30.
- FROSTICK, L. E., y REID, I. (1986): Evolution and sedimentologic character of lake deltas fed by ephemeral rivers in the Turkana Basin, Northern Kenya. in: L. Frostick, R. Renault, I. Reid and I. Tiercelin (eds.) *Sedimentation in the African Rifts*. Geol. Soc. Spec. Publ., 25: 113-125.
- FROSTICK, L. E., y REID, I. (1987): Tectonic control of desert sediments in rift basins ancient and modern. in: L. Frostick y I. Reid (eds.) *Desert sediments: Ancient and modern*. Geol. Soc. Spec. Publ., 35: 53-68.
- GAWTHORPE, R. L., y COLELLA, A. (1990): Tectonic controls on coarse-grained delta depositional systems in rift basins. in: A. Colella y D. Prior (eds.) *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publ. I.A.S., Blackwell Sci. Publ. 10: 113-127.
- GIBBS, A. D. (1984): Structural evolution of extensional basin margins. *J. Geol. Soc. London*, 141: 609-620.
- GIBBS, A. (1987): Development and mixed-mode sedimentary basins. in: M. Coward, J. Dewey y P. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 28: 19-33.
- HERNANDO, S. (1977): Pérmico y Triásico de la región Ayllón-Atienza (Provincias de Segovia, Soria y Guadalajara). *Sem. Estrat. Ser. Monografías*, 2: 408 pp.

- HERNANDO, S.; SCHOTT, J.; THUIZART, R., y MONTIGNY, R. (1980): Ages des andesites et des sediments interstratifiés de la region d'Atienza (Espagne): étude stratigraphique, geochronologique et paleomagnetique. *Sci. Geol. Bull.*, 33: 119-123.
- HIRST, J. P., y NICHOLS, G.J. (1986): Thrust tectonics controls on Miocene alluvial distributions patterns. in: P.A. Allen y P. Homewood (eds.) *Foreland Basins*. I.A.S. Spec. Publ., 8: 153-164.
- HOUSEMAN, G. A.; MCKENZIE, D. P., y MOLNAR, P. J. (1981): Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.*, 86: 6115-6132.
- JONES, W. B. (1988): Listric growth faults in the Kenya rift valley. *J. Struct. Geol.*, 10: 661-672.
- KIRTON, S. R., y HITCHEN, K. (1987): Timing and style of crustal extension North of the Scottish mainland. in: M. Coward, J. Dewey y P. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Publ. 28: 501-510.
- LOPEZ, J. (1985): Sedimentología y estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva (provincias de Cuenca y Valencia). *Sem. Estratigrafía, Ser. Monografías*, 11: 344 pp.
- LOPEZ, J., y ARCHE, A. (1985): Gravel bars in braided river channels of the basal Buntsandstein Facies, Late Permian, Cuenca Province, Iberian Ranges, Central Spain. in: D. Mader (ed.) *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Lectures in Earth Sci., 4: 65-86, Springer.
- LOPEZ, J., y ARCHE, A. (1986): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk en el sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (provincias de Cuenca y Valencia). *Estudios Geológicos*, 42: 259-270.
- LOPEZ-GOMEZ, J., y ARCHE, A. (1992): Architecture of Cañizar fluvial sheet sandstone early Triassic, Iberian Ranges, Eastern Spain. *Spec. Publ. I.A.S.*, 4th. International Conference of Fluvial Sedimentology, 1989 (*in litt.*).
- LORENZ, V., y NICHOLS, J. A. (1984): Plate and intraplate processes in Hercynian Europe during Late Paleozoic. *Tectonophysics*, 107: 25-56.
- MANSPEIZER, W., y COUSMINER, M. L. (1988): Late Triassic-Early Jurassic synrift basins of the U.S. Atlantic coast. in: R. Sheridan y J. Grow (eds.) *The Geology of North America*. I-II., 197-216. Geol. Soc. Am..
- MATTE, P. (1986): Tectonics and Plate Tectonics model for the Variscan Belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329-374.
- MENARD, G., y MOLNAR, P. (1988): Collapse of a Hercynian Tibetan Plateau into a late Paleozoic European Basin and Range Province. *Nature*, 344: 235-237.
- MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, E.; SAGREDO, J.; PEÑA, J. A.; HERNAN, F.; BRANDLE, J. F., y MARFIL, R. (1985): Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica. In: *C. R. Int. Carboniferous Congress*, 3: 27-52.

- OLSEN, M. (1988): The architecture of a sandy braided-meandering river system: an example from the Lower Triassic Solling Formation (M. Buntsandsstein) in W-Germany. *Geologische Rundschau*, 77: 797-814.
- PEREZ-ARLUCEA, M. (1985): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Ph. D. Tesis*. Universidad Complutense de Madrid. (Inédita).
- PEREZ-ARLUCEA, M., y SOPEÑA, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Teruel). *Estud. Geol.*, Madrid, 41: 207-222.
- RAMOS, A. (1979): Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara). *Sem. Estratigrafía, Ser. Monografías*, 6: 313 pp.
- RAMOS, A.; SOPEÑA, A., y PEREZ-ARLUCEA, M. (1986): Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in Northwestern Iberian Ranges (Central Spain). *J. Sed. Petrol.*, 56: 862-875.
- ROYDEN, C., y KEEN, C. E. (1981): Rifting processes and thermal evolution of the continental margin of Eastern Canada determined from subsidence curves. *Earth Planet. Sci. Letters*, 51: 343-361.
- SONDER, L. J.; ENGLAND, P. C.; WERNICKE, B. P., y CHRISTIANSEN, R. L. (1987): A physical model for Cenozoic extension of western North America. in: M. Coward, J. Dewey y P. Hancock (eds.) *Continental Extensional Tectonics*. Spec. Publ. Geol. Soc., 28: 187-201.
- SOPEÑA, A. (1979): Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara. *Sem. Estratigrafía, Ser. Monografías*, 5: 329 pp.
- SOPEÑA, A.; LOPEZ, J.; ARCHE, A.; PEREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C., y HERNANDO, S. (1988): Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula. in: W. Manspeizer (ed.) *Triassic-Jurassic Rifting*, 757-786. Elsevier.
- VERSFELD, J., y ROSENDAHL, B. R. (1989): Relationship between pre-rift structure and rift architecture in lakes Tanganika and Malawi. *Nature*, 327: 354-357.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A., y HERNANDO, S. (1977): Problemas de la cronoestratigrafía del Triás en España. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 57-88.
- VIRGILI, C.; SOPEÑA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A., y HERNANDO, S. (1983): El relleno post-hercínico y el comienzo de la sedimentación mesozoica. In: *Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, 2: 25-36.
- WERNICKE, B., y BURCHFIELD, B. C. (1982): Modes of extensional tectonics. *Jour. Structural Geology*, 4: 105-115.

Manuscrito recibido: 23 Enero 1991

Revisión aceptada: 10 Mayo 1991