

Evolución sedimentológica de la Unidad «Limos y areniscas de Alcotas». Tramo medio de la Facies Buntsandstein del sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Provincias de Cuenca y Valencia)

J. LOPEZ y A. ARCHE

Instituto de Geología Económica, C.S.I.C. -U.C.M. Departamento de Estratigrafía, Facultad de Geología, 28040 Madrid.

RESUMEN

Se estudia la Unidad «Limos y areniscas de Alcotas», tramo medio de la Facies Buntsandstein, en el sector SE de la Cordillera Ibérica. Su edad es Thuringiense (Pérmico Superior).

Se han distinguido diez asociaciones de facies diferentes, así como ciclos de diversos órdenes, y se interpretan sedimentológicamente las facies como correspondientes a sistemas fluviales de cauces entrelazados de relleno complejo, incluidos en facies distales de abanicos aluviales, asociados a potentes niveles de sedimentos siliciclásticos finos que se interpretan como depósitos de llanura de inundación y quizás lacustres.

Palabras clave: Buntsandstein. Cordillera Ibérica. Tectónica y sedimentación. Sistemas fluviales. Abanicos aluviales. Facies distales.

ABSTRACT

This paper deals on the «Alcotas siltstones and sandstones» unit of the Buntsandstein Facies of the SE Iberian Ranges; it has been dated as Thuringian (Late Permian).

Ten facies associations have been distinguished as well as several cycles of different ranges, and have been interpreted as fluvial systems with braided channels, showing a multistorey infilling. The fluvial channels area associated to thick siltstone levels, interpreted as floodplain and lake deposits.

Key words: Buntsandstein. Iberian Ranges. Tectonics and sedimentation. Fluvial systems. Alluvial fans. Distal facies.

INTRODUCCIÓN

El área estudiada queda enmarcada al SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, comprendiendo parte de la Serranía de Cuenca (provincias de Cuenca y Valencia) (fig. 1).

La unidad de estudio, «Limos y areniscas de Alcotas» (l.a.A.) fue definida previamente (López, 1985 y López y Arche, 1986). En éstos trabajos la citada unidad quedaba incluida en una de las cuatro que constituyen la facies Buntsandstein para esa zona, cuando éstas aparecen en su totalidad. De las cuatro unidades, ésta que estudiamos constituye la tercera desde el muro, siendo las dos inferiores básicamente conglomeráticas, mientras que la superior está formada por areniscas casi en su totalidad.

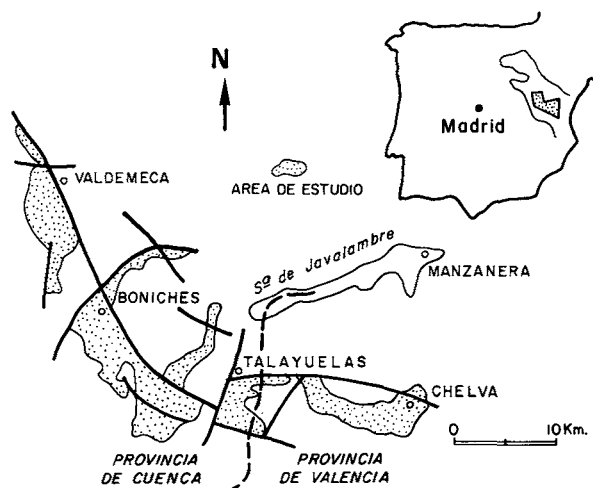


Figura 1.- Localización del area de estudio y fracturas principales.

Figure 1.- Study area and main faults.

El presente trabajo es básicamente sedimentológico. En él se describen inicialmente las características más importantes de esta unidad definiéndose seguidamente las principales asociaciones de facies, sobre las cuales se apoya la posterior interpretación sedimentológica. Asimismo, por las características citadas, la unidad es dividida en tres tramos principales y de igual modo se han diferenciado tres ciclos de orden distinto.

La unidad de estudio está básicamente constituida por lutitas (limolitas en su mayoría) con intercalaciones consistentes en cuerpos de areniscas y/o conglomerados sobre los cuales se han realizado las principales observaciones y se han diferenciado las asociaciones de facies.

No han sido muchos los trabajos realizados por otros autores en esta unidad previos a los anteriormente citados. Entre los más antiguos destacamos los de Verneuil (1853), Jaquot (1866 y 1867) y Royo Gómez

(1926). Richter y Teichmüller (1933) citan esta unidad dentro de un contexto más amplio en el que se tiene en cuenta la relación tectónica-sedimentación. En un estudio estratigráfico general en los alrededores de Chelva, Lapparent *et al.*, (1957) vuelven a citar esta Unidad. Posteriormente, el IGME, dentro de su serie MAGNA realiza las Hojas de Chelva, Mira, Villar del Humo y Enguidanos respectivamente en los trabajos de Assens *et al.*, (1973), Fonollá *et al.*, (1974), Portero *et al.*, (1975) y Gabaldón *et al.*, (1976). Boulouard y Viallard (1971 y 1981) realizan dataciones de conjuntos de polen y esporas en esta unidad de los que podemos destacar aquellos que sugirieron una edad Thüringense. Viallard (1973) realiza dentro de un trabajo regional extenso, una primera descripción e interpretación sedimentológica algo detallada de esta unidad en un área que abarca la mayoría de las series que aquí estudiamos.

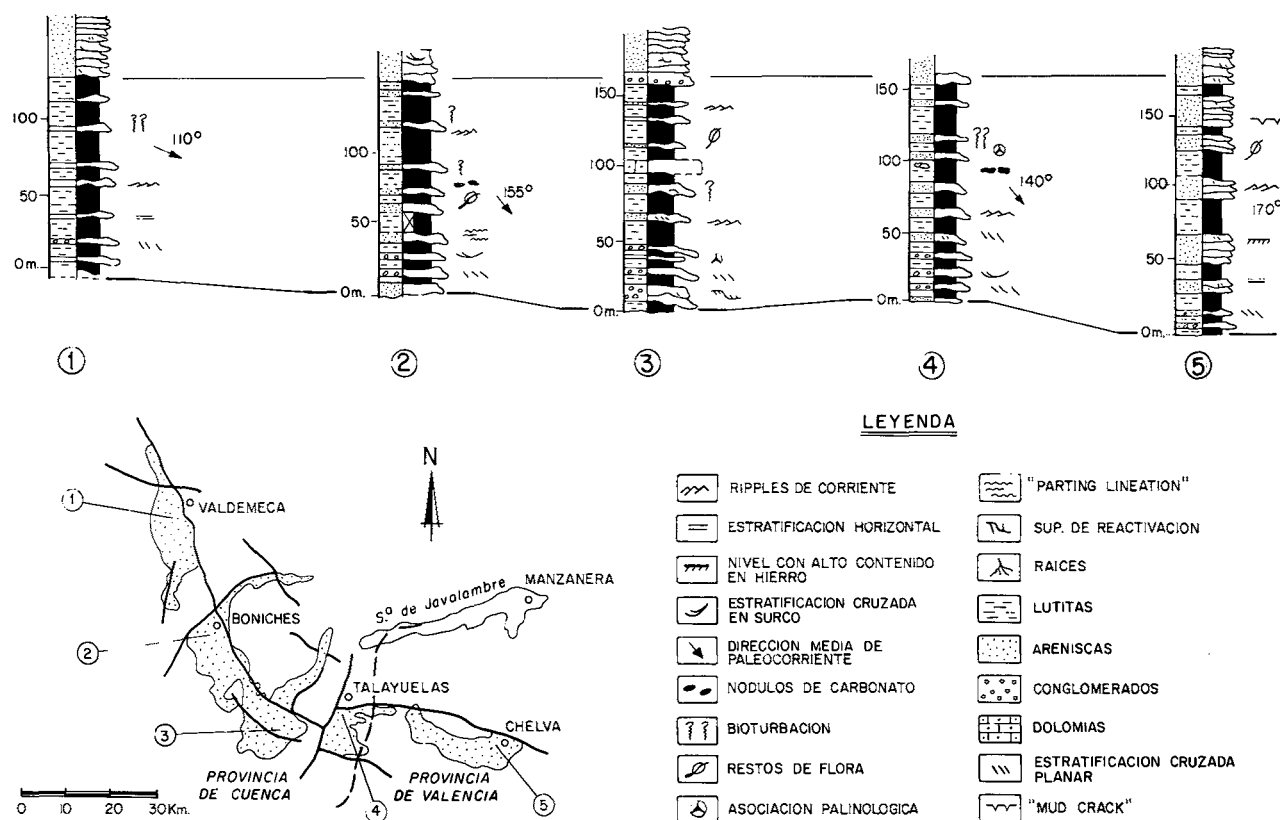


Figura 2.- Series estudiadas y facies, estructuras sedimentarias y restos fósiles de las mismas.

Figure 2.- Stratigraphic sections and their facies, sedimentary structures and fossil remains.

Recientemente, e intentando abordar los problemas sedimentológicos y estratigráficos en detalle, destacan los trabajos de Arche y López (1983), y López *et al.* (1985); en este último, se vuelve a datar como Thüringiense (Pérmico Superior) la unidad de estudio mediante nuevas asociaciones de polen y esporas.

DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

En este apartado se describen las principales características físicas de la Unidad, incluyendo su datación y relaciones estratigráficas con las unidades infra y suprayacentes.

Los contactos citados son siempre de concordancia geométrica, al menos aparentemente, existiendo una rápida transición en la base y un contacto neto en el techo.

El espesor de la Unidad es variable, oscilando entre los 168 m en Chelva (Valencia) hasta 135 m en Valdemeca (Cuenca) (fig. 2). Como veremos más adelante, esta variación lateral va acompañada de ciertos cambios litológicos.

Siguiendo un orden de mayor a menor abundancia, las litologías encontradas son: limolitas, areniscas, conglomerados y dolomías. Se podría describir la Unidad como formada por limolitas rojas en las que se intercalan cuerpos lenticulares de mayor o menor extensión lateral y complejidad interna constituidos por areniscas y conglomerados.

Las limolitas presentan colores rojo, pardo, rosado y gris; su aspecto es, en general, masivo, aunque en ocasiones es laminado o noduloso. Mineralógicamente están compuestas por caolinita, illita y granos de cuarzo; las estructuras sedimentarias internas más frecuentes son laminación paralela y de ripples de corriente, mientras que como estructuras de superficie son frecuentes grietas de desecación (*mud cracks*) y deformaciones por carga (*load casts*).

Las areniscas presentan colores rojo, rosado, pardo y verdoso; dos componentes principales son cuarzo y feldespatos (plagioclasa y ortosa); tienen cemento silíceo y matriz arcillosa. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificación cruzada planar y en surco y laminación paralela, muchas veces asociada a «parting lineation», así como la de ripples de corriente. Son frecuentes los cantos blandos de limolita.

Los conglomerados están constituidos básicamente por cantos de cuarcita y, en menor proporción, de pizarra, en general subredondeados, con un centil de 20 cm. Las principales estructuras internas son estratificación cruzada planar, en surco y estratificación hori-

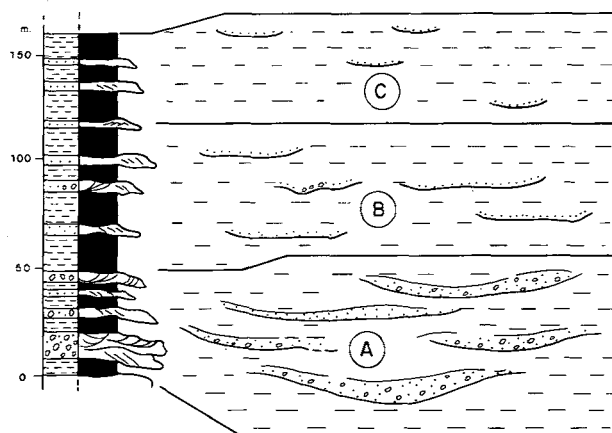


Figura 3.- Esquema de la evolución vertical de la Unidad «Limos y areniscas de Alcotas» y tramos en que se divide.

Figure 3.- Sketch of the vertical evolution of the «Alcotas Siltstones and Sandstones» Unit and its three members.

zonal. En ocasiones se han reconocido superficies de reactivación asociadas a los sets de estratificación cruzada planar.

La existencia de dolomías es excepcional, limitándose a un nivel de hasta 3 m de espesor y unos 200 m de extensión lateral en la zona de Minas de Herarejos. Son dolomías microcristalinas de color gris claro, bien estratificadas.

Existen muy pocos restos fósiles de la Unidad; hay algunos niveles de areniscas con abundantes restos de plantas mal conservadas pero reconocibles, algunas pisadas de Tetrápodos y bioturbación vertical y horizontal. Diversos niveles de limolitas grises han proporcionado asociaciones de polen y esporas de edad Thüringiense (Pérmico Superior) (Boulouard y Viallard, 1971, López *et al.*, 1985).

DISTRIBUCIONES DE LOS MATERIALES, ASOCIACIONES DE FACIES

La Unidad puede dividirse en la vertical en tres tramos, según el número y tamaño de los cuerpos canalizados de areniscas y conglomerados intercalados entre las limolitas; la fig. 3 muestra esta división, que, de muro a techo hemos denominado A, B y C, según sus características y composición litológica. En general, y debido a un cambio lateral de la Unidad, estos tramos se van homogeneizando de NO a SE, y en el afloramiento de Chelva ya es difícil separarlos. Como

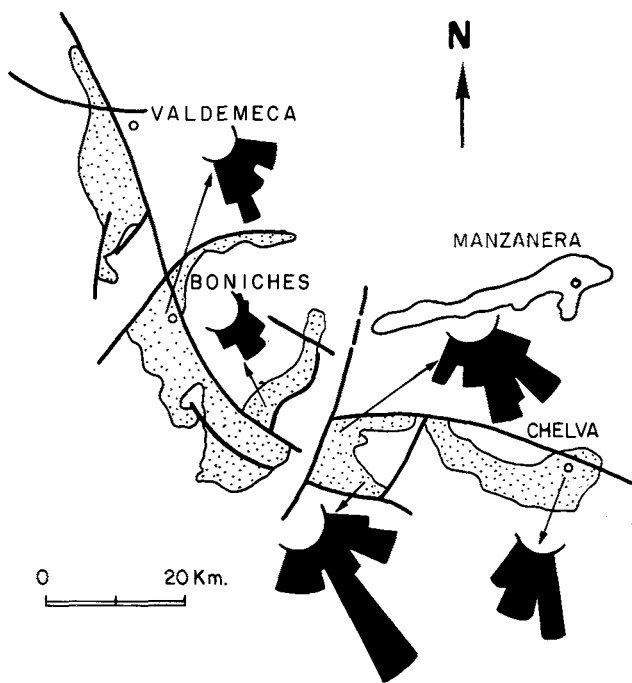


Figura 4.- Principales estaciones de paleocorrientes y diagramas de los resultados.

Figure 4.- Main paleocurrent stations and diagrams of the measures.

veremos más adelante esta evolución lateral está controlada por la paleogeografía y la distribución de direcciones de paleocorrientes (fig. 4), y apoya la interpretación sedimentológica realizada.

Los principales criterios en que nos basamos para separar los tres tramos (fig. 3) son el tamaño de los cuerpos de areniscas y conglomerados y su proporción con respecto a las limolitas, siempre mayores hacia la base de cada tramo y la separación respectiva, que va aumentando hacia techo.

La composición de los cuerpos lenticulares varía tanto en la vertical como en la horizontal, apareciendo conglomerados con mayor frecuencia en la base de la Unidad, desapareciendo totalmente hacia techo. En la horizontal también hay un cambio progresivo, desapareciendo casi los conglomerados (fig. 2) hacia el E y SE del área estudiada, siendo sustituidos por areniscas. También existen niveles de carbonatos en forma de nódulos que son más abundantes hacia el E y SE.

Los tres tramos citados presentan las siguientes características y variaciones (fig. 3):

Tramo A

Es el inferior y ocupa aproximadamente un tercio de la Unidad unos 40 m. Los cuerpos de areniscas y conglomerados intercalados en las limolitas tienen geometría lenticular, con base erosiva y techo plano; su tamaño puede ser de hasta 120 m de anchura y 6 m de espesor, siendo los de mayor tamaño los de la base. Presentan una tendencia a formar secuencias granodecrecientes de hasta 1,4 m de espesor.

La anatomía interna de los cuerpos es compleja, mostrando numerosas cicatrices erosivas y una distribución asimétrica de granulometrías; se pueden asimilar a los tipo «multistorey» de Friend (1983). Los cuerpos descritos terminan lateralmente en bisel o dividiéndose en otros menores hasta desaparecer.

Los conglomerados son más abundantes y de mayor tamaño al NO del área estudiada, disminuyendo paulatinamente hacia el SE; en la región de Chelva ya casi han desaparecido. Las paleocorrientes medidas (fig. 4) indican una dirección general hacia el SE.

Las características litológicas y sedimentológicas de los conglomerados y areniscas permiten diferenciar cuatro asociaciones de facies en el tramo A (fig. 5):

— *Asociación A₁*: Formada por conglomerados y areniscas, de geometría lenticular, base erosiva y techo plano, de hasta 15 m de anchura y 3 m de altura. Presenta granoselección positiva, estratificación cruzada planar y en surco de gran porte, con menor ángulo hacia el techo y cicatrices erosivas internas. Las areniscas son componentes minoritario en la asociación, formando cuerpos cuneiformes entre niveles de conglomerados.

— *Asociación A₂*: Formada básicamente por areniscas con algunos niveles de conglomerados y lutitas. Tienen geometría lenticular, base erosiva y techo plano, de hasta 22 m de anchura y 2,5 m de altura. Granoselección positiva, estratificación cruzada en surco y planar de bajo ángulo y de gran porte, y cicatrices erosivas en el interior. Hay sets aislados de conglomerados o cantos tapizando la base de algunos de areniscas. Los niveles individuales de arenisca raramente superan 1 m de espesor y pueden tener más de 10 m de anchura. A techo, las lutitas son cada vez más abundantes, coronando la asociación.

— *Asociación A₃*: Formada por areniscas y lutitas, con niveles ocasionales de conglomerados finos. Geometría lenticular, base erosiva y techo cóncavo o plano, de hasta 16 m de anchura y 1,5 m de altura. Los niveles de arenisca presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo y están englobados en lutitas rojas, generalmente masivas, que pueden contener otros niveles de arenisca mucho más pequeños, de hasta 3 m de anchura y unos pocos cm de altura. Granoselección negativa en algunos cuerpos.

— *Asociación A₄*: Formada por conglomerados y areniscas asociadas. Tienen geometría casi tabular, con base erosiva y techo plano, de más de 30 m de anchura y hasta 12 m de altura. Presenta numerosas cicatrices erosivas inclinadas en el mismo sentido, que limitan cuerpos de conglomerados con abundante matriz fina, con estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Hay niveles lenticulares de arenisca y la asociación presenta granoselección positiva.

Tramo B

Es el tramo medio y constituye entre el 30% y el 40% de la Unidad (entre 40 y 55 m). Está formado por cuerpos de areniscas y, en ocasiones conglomerados, de geometría lenticular, incluidos en lutitas rojas generalmente masivas; la anchura máxima es de unos 40 m y la altura máxima de 10 m.

Presentan un relleno complejo, con numerosas cicatrices internas y una tendencia general a formar secuencias granocrecientes dentro

de cada nivel individual. Entre las lutitas se encuentran niveles centimétricos de areniscas finas. Las paleocorrientes medidas en el tramo indican una dirección general de aporte hacia el SSE.

Existen estructuras de origen orgánico: tubos verticales e inclinados, moldes de raíces, moldes de pisadas de Tetrápodos y, ocasionalmente, acumulaciones de restos de vegetales, muy abundantes pero mal conservados, destacando la presencia de *Ullmannia* sp.

Las características litológicas y sedimentológicas de las areniscas y conglomerados permiten distinguir cuatro asociaciones de facies (fig. 6).

— *Asociación B₁*: Formada por areniscas fundamentalmente, con lutitas y conglomerados asociados. Base y techo erosivo y geometría lenticular, con alturas de hasta 3 m. La base está cubierta por cantos que se pierden en la vertical; la asociación tiene clara granose-

lección positiva y algunas cicatrices erosivas en su interior, pero en general la estructura interna es más sencilla que las del tramo A.

Presenta estratificación cruzada planar y en surco, ripples de corrientes, laminación paralela en las areniscas y conglomerados, y laminación paralela o aspecto masivo en las lutitas; bioturbación a veces abundante, de tubos verticales de hasta 12 mm de diámetro.

— *Asociación B₂*: Areniscas en pequeños cuerpos lenticulares de hasta 4 m de anchura y 0,5 m de altura. Base plana o cóncava, erosiva. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo y ripples de corriente, así como superficies de reactivación tendidas.

A veces los paquetes individuales se asocian en la vertical, dando cuerpos más complejos de hasta 5 m de espesor.

— *Asociación B₃*: Formada por areniscas, en cuerpos lenticulares de hasta 8 m de anchura y 1 m de espesor. Base cóncava, erosiva

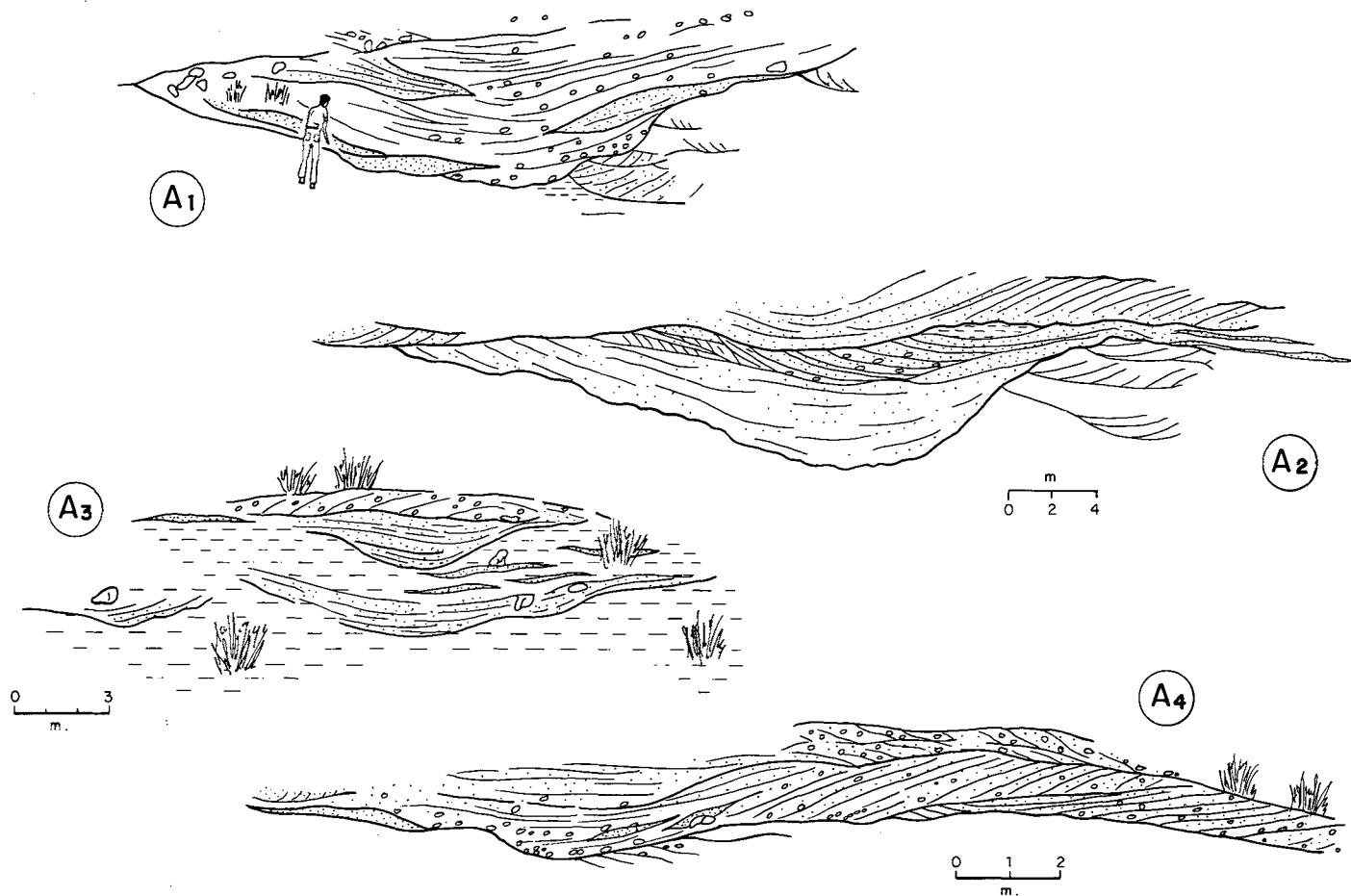


Figura 5.- Asociaciones de facies típicas del tramo A para los cuerpos de areniscas y conglomerados.

Figure 5.- Typical facies associations of member A, for sandstone and conglomerate bodies.

y techo transicional a lutitas. Presentan estratificación cruzada planar de bajo ángulo y, a veces, en surco. Las lutitas tienen aspecto masivo o con laminación paralela, a veces destacada por alineaciones de nódulos de carbonatos coalescentes, de hasta 7 cm de diámetro; también existen tubos verticales y horizontales.

— *Asociación B₄*: Esta asociación sólo se presenta ocasionalmente. Está formada por areniscas y lutitas; su geometría es tabular, de hasta 30 m de anchura y 2 m de espesor. Base plana erosiva y techo neto; en el interior de la asociación hay grandes superficies ligeramente erosivas inclinadas siempre en el mismo sentido en cada afloramiento, que limitan cuerpos de areniscas con estratificación cruzada en surco que indican sentido de la corriente casi perpendicular al buzamiento de las superficies antes citadas. En la vertical hay un contacto neto con lutitas que presentan moldes de raíces y tubos verticales.

Estos cuerpos están aislados entre lutitas rojas, separados entre sí hasta 15 m.

Tramo C:

Es el tramo con peores condiciones de afloramiento de toda la Unidad, representa aproximadamente un tercio de la misma (unos 40-50 m) y está formado básicamente por cuerpos lenticulares de poco espesor y continuidad lateral, muy separados entre sí.

En estas areniscas se han podido distinguir dos asociaciones de facies (fig. 7):

— *Asociación C₁*: Formada por areniscas y lutitas. Cuerpos lenticulares de base erosiva y techo transicional, de hasta 2 m de altura. Granoselección positiva clara, presentando las areniscas estratificación cruzada planar y ripples de corriente. Toda la asociación está ocasionalmente atravesada por moldes de raíces y contiene nódulos de carbonato.

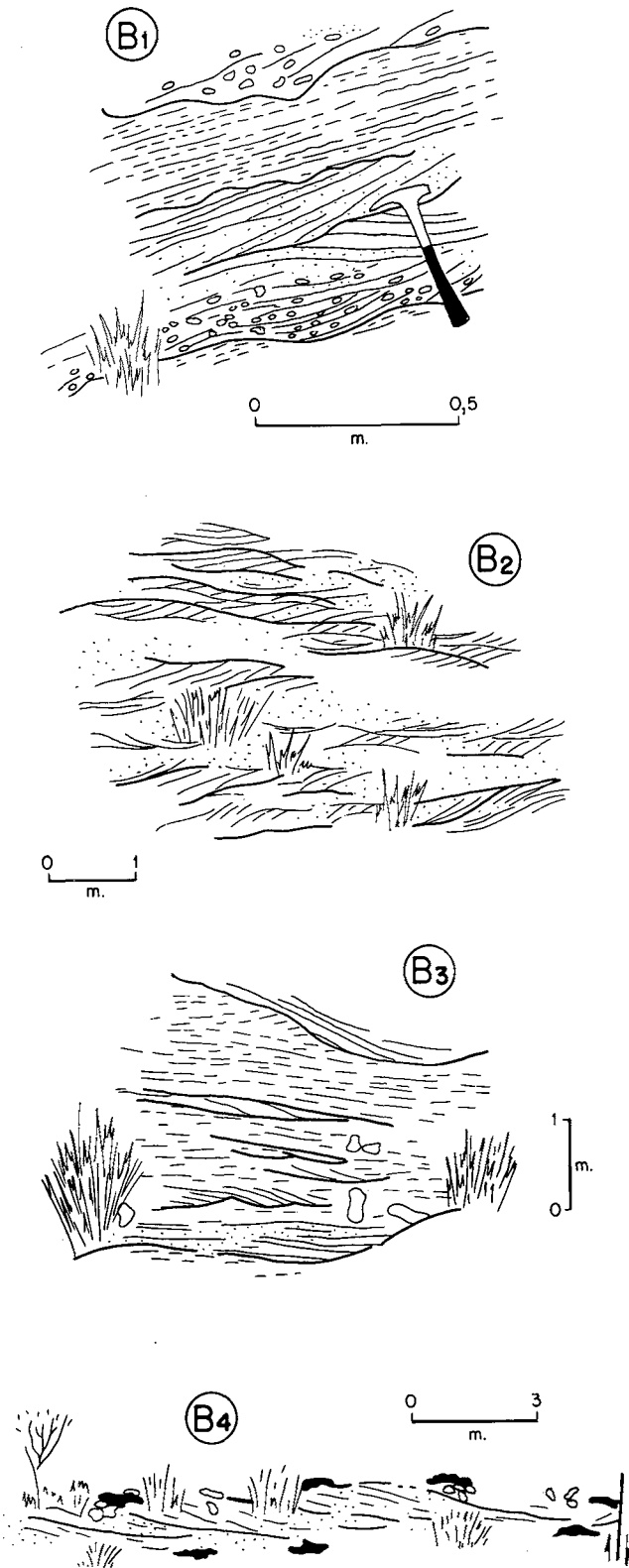
— *Asociación C₂*: Formada por areniscas y lutitas, en cuerpos lenticulares de hasta 8 m de anchura y 1,5 m de altura. Base erosiva y techo transicional; presentan clara granoselección positiva, estratificación cruzada planar y ripples de corriente en las areniscas y laminación paralela y ripples de corriente en las lutitas, aunque éstas suelen tener aspecto masivo.

INTERPRETACIÓN SEDIMENTOLÓGICA

Los materiales que constituyen la unidad han sido interpretados como depósitos de cauces fluviales entrelazados (cuerpos lenticulares de areniscas y conglomerados) y depósitos fluviales no canalizados y lacustres (lutitas). Presentan una clara ciclicidad a dos escalas, una mayor, reflejada en los tres tramos en que se ha dividido la unidad, y otra menor, en ciclos de unos pocos metros de espesor dentro de cada uno de los anteriores. Ambos tipos de ciclos muestran en general una energía decreciente del tamaño de grano hacia el techo de cada uno. Igualmente, la disminución energética

Figura 6.- Asociaciones de facies típicas del tramo B para los cuerpos de areniscas y conglomerados.

Figure 6.- Typical facies associations of member B, for sandstone and conglomerate bodies.



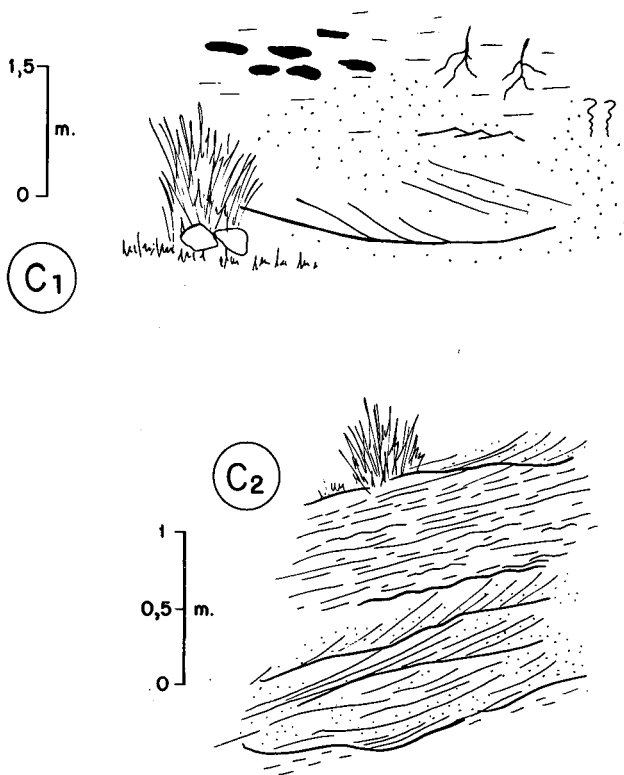


Figura 7.- Asociaciones de facies típicas del tramo C para los cuerpos de areniscas.

Figure 7.- Typical facies associations of member C, for sandstone bodies.

queda manifestada entre los ciclos mayores, disminuyendo ésta progresivamente hacia los de techo.

El relleno de los canales es, casi siempre, complejo, formado por cuerpos elementales asociados («multistorey bodies», Friend, 1983), en los que se aprecia una migración lateral del canal y su relleno, hasta que dejan de ser activos, se abandonan y quedan fosilizados entre los depósitos lutíticos. Esta alternancia confiere a la Unidad «Limos y areniscas de Alcotas» su aspecto característico.

El relleno de los canales puede dividirse en formas elementales que se asocian para dar otras compuestas, existiendo una jerarquía en las mismas; de menor a mayor serían formas menores (en el sentido de «bedforms» de Conaghnam y Jones, 1975), barras (en el sentido de Smith, 1978), y canales (normalmente compuestos o «multistorey»; Friend, 1983). La estratificación cruzada es el resultado de la migración de «sand waves» de cresta recta (Harms *et al.*, 1982) y la cruzada en surco, de la migración de dunas de cresta lobulada (Collinson,

1970). Evidentemente el relleno de los canales es un proceso largo, fruto de muchos eventos de sedimentación y de erosión, como atestiguan las cicatrices erosivas y las superficies de reactivación, y la descarga sería en general muy esporádica (Church, 1983). La vida activa de los canales sería corta, pues su migración lateral siempre es limitada (Turnbridge, 1983), y se rellenan pronto por barras transversas y linguoides (Smith, 1974, Collinson, 1970, Jackson, 1975). Las lutitas que separan los canales corresponden a depósitos de acreción vertical, como llanuras de inundación de los canales citados y, en ocasiones, a lagos de poca profundidad. La sedimentación era esporádica, con largos períodos de interrupción en los que se formaban suelos y niveles con moldes de raíces.

La ciclicidad observada puede explicarse por retrocesos repetitivos de la cabecera o área de aporte «back faulting» (Mader, 1985): la cuenca se iba ampliando y cada etapa de fracturación reactivaría los abanicos aluviales (Tramos A, B, C) para luego pasar a otra etapa en la que los relieves van siendo erosionados y todo el sistema pierde energía progresivamente. El abandono de canales, sin embargo, sería un proceso autocíclico, propio de los abanicos aluviales, debido a una combinación de subsidencia, tasa de sedimentación y pendiente de la cuenca, que provocaría la ciclicidad de rango menor (López, 1985; Datchroth, 1985).

Puede interpretarse la unidad como facies distales de abanicos aluviales, relacionados con el techo de la Unidad «Conglomerados de Boniches» infrayacente (fig. 8), al menos para la parte inferior (López, 1985) y procederían de un macizo elevado situado hacia el W y NW. Las zonas de mayor espesor pueden ser zonas de coalescencia de dos sistemas de aporte o zonas de subsidencia ligeramente más activa. También se observa una disminución de la potencia hacia las facies más distales.

Los niveles dolomíticos laminados que se encuentran en el tramo B estarían relacionados con depósitos lacustres-palustres en áreas medias-distales, de pendiente muy baja y alimentados por derrames laterales de los canales fluviales permanentes (Mroczlowski y Mader, 1985), así como las lutitas laminadas; de todas formas estas áreas serían de poca profundidad y se encontrarían en las extensas llanuras de inundación fangosas. Es muy difícil separar en estos momentos los materiales finos depositados por inundaciones y los que se depositan en lagos semipermanentes.

El dominio de la acreción vertical sobre la horizontal depende también de la proximidad o distalidad de los sedimentos con respecto al área de aporte. En las más distales, la pendiente es menor y las corrientes me-

nos importantes debido a la evaporación y quizás presencia de vegetación más o menos abundante, lo que favorece la aparición de cauces de alta sinuosidad. (Schumm, 1983).

La interpretación sedimentológica en detalle se deduce de las asociaciones de facies distinguidas, y precisan la interpretación general hasta ahora realizada. A continuación exponemos dicha interpretación asociación por asociación.

Tramo A

— *Asociación A₁*: Relleno de canal fluvial con un depósito residual basal o «lag», seguido por dunas de cresta sinuosa (Cant y Walker, 1976; Harms *et al.* 1982), que evolucionan hacia techo o formas de menor altura, tipo «sand waves», quizás activas en etapas de menor energía (Walker y Cant, 1975). El canal migraba lateralmente y tenía una marcada estacionalidad en la descarga: en los momentos de aguas altas se depositaban gravas, mientras que en los de bajas lo hacían arenas, especialmente en las partes distales de las barras, formando cuerpos cuneiformes.

La elevada tasa de subsidencia hacía que estos canales de relleno complejo quedasen abandonados súbitamente de forma periódica.

— *Asociación A₂*: Relleno de canal fluvial con una etapa inicial de alta energía pero corta duración, con depósito de dunas de cresta sinuosa de gran tamaño, seguida de otra etapa de descenso de flujo menor energía, con estructuras de menor tamaño adaptándose a las mayores, y por tanto con orientación diferente; finalmente pueden llegar a depositarse lutitas por decantación (Miall, 1977). Los canales se reactivan varias veces, y tras una etapa de erosión se depositan nuevas barras arenosas, ampliándose la anchura del canal, hasta el abandono definitivo.

— *Asociación A₃*: Canales fluviales secundarios en una llanura aluvial extensa; son de menor tamaño, relleno más sencillo y, probablemente, duración menor que los anteriormente citados, funcionando quizás sólo durante los momentos de desbordamiento. La bioturbación encontrada hacia los bordes indicaría también una actividad corta y largas etapas de tranquilidad de los canales.

Ocasionalmente se han encontrado en su relleno pequeñas secuencias granocrecientes de arenas y gravas, interpretadas como la migración de la cabeza gruesa de una barra sobre la cola más fina (Bluck, 1980).

— *Asociación A₄*: Formada por la migración en el fondo del canal fluvial de formas mayores convexas, con caras de avalancha que muestran variaciones de la orientación a escala de afloramiento. Sería una «barra» en el sentido de Smith (1978). Los cantos se acumulan en la base de las caras de avalancha formando un tapiz (Allen, 1983) durante el transporte, por lo que sería un depósito residual o «lag» estrictamente.

Las cicatrices erosivas demuestran importantes oscilaciones del canal del río, con erosión parcial de los depósitos.

Tramo B:

— *Asociación B₁*: Canales fluviales entrelazados de baja sinuosidad, con vida activa efímera y fases de abandono con depósito de lutitas en el canal.

Las estructuras y litología de la base muestran una mayor energía disminuyendo hacia techo en la etapa de colmatación del relleno.

Las cicatrices erosivas internas indican un relleno con reactivaciones sucesivas que van depositando nuevas barras arenosas al tiempo que se amplía la anchura del canal hasta su definitivo abandono.

— *Asociación B₂*: Canales fluviales de baja sinuosidad con carga fundamentalmente arenosa; relleno formado por la migración de dunas y otras formas intermedias bajo lámina de agua de poca profundidad y velocidad moderada (Jackson, 1975).

— *Asociación B₃*: Probablemente canales efímeros formados sobre la llanura de inundación, de poco espesor y anchura, ya que no erosionan profundamente estos depósitos y presentan estructuras formadas con velocidad de corriente pequeñas o moderadas.

— *Asociación B₄*: Se interpreta como el resultado de la migración de canales de sinuosidad mayor que los hasta ahora citados, por la presencia de superficies de acreción y estructuras de corriente con direcciones casi perpendiculares, así como su geometría tabular. Los cantos más gruesos tapizan el contacto basal, quizás por un proceso de segregación de tamaños durante el transporte como el citado por Allen (1983). Las barras migraron sobre superficies de pendiente suave y alta cohesividad (Leopold y Wolman, 1957).

Tramo C:

— *Asociación C₁*: Formada por derrames laterales de un canal fluvial intercalados con depósitos de decantación de llanura de inundación típicos. Abundantes etapas de no sedimentación y exposición subaérea, con formación de niveles de caliche incipientes.

— *Asociación C₂*: Pequeños canales fluviales de baja sinuosidad, rellenos por formas arenosas de unos pocos centímetros de altura (Jackson, 1975); hay un abandono rápido pero progresivo de los canales con transición a lutitas depositadas por decantación.

CONCLUSIONES

La Unidad «Limos y areniscas de Alcotas» es la tercera, desde el muro, de las cuatro que constituyen las facies Buntsandstein del E y SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (López, 1985 y López y Arche, 1986). De acuerdo con la palinoflora que contiene, su edad es Thuringiense (Pérmico Superior) (Boulouard y Viallard, 1971; López *et al.* 1985).

Ha sido dividida en tres tramos de acuerdo con sus características geométricas y sedimentológicas y se han diferenciado diez asociaciones de facies características.

Se ha interpretado la unidad como depósitos distales de abanicos aluviales, formados en detalle por cauces fluviales de baja sinuosidad aproximadamente paralelos al eje de la cuenca y que alimentarían extensas llanuras aluviales fangosas y lagos semipermanentes, las paleocorrientes indican aportes hacia el S y SE.

Las fallas marginales de la cuenca actuaron repetidamente, reactivando los sistemas aluviales que luego perdían energía progresivamente, por la combinación de la erosión de los relieves marginales y un proceso de «back faulting» que alejaba los ápices de los abanicos.

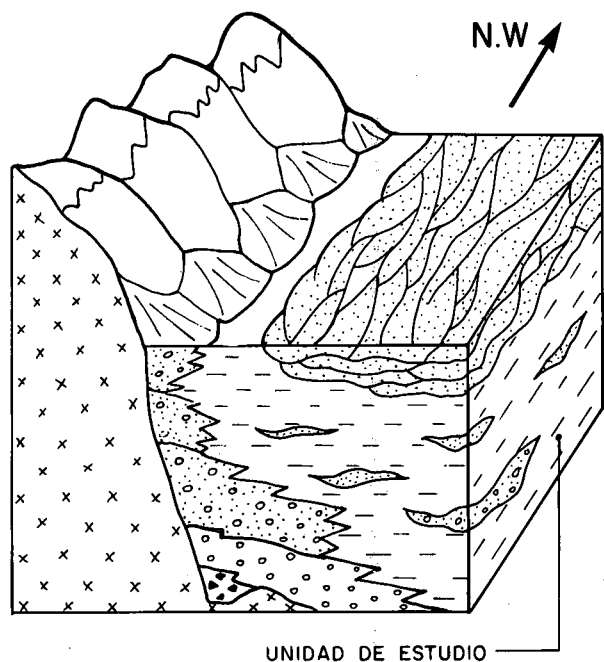


Figura 8.- Reconstrucción paleogeográfica de la Unidad, mostrando su relación con las Unidades infra y suprayacentes.

Figure 8.- Paleogeographic reconstruction of the Unit showing the relationships with underlying and overlying units.

Existe, así mismo, una clara diferenciación proximal-distal entre los depósitos situados al NW (Valdemeca) y los del SE (Chelva), con dominio de facies finas en esta última región.

Existía una tectónica activa durante la sedimentación de la unidad, ligada al desarrollo de las fallas NW-SE que formaban el borde SW de la Cuenca Ibérica en este período. Repetidos procesos de «back faulting» controlaron la ciclicidad de rango mayor que presentan los sedimentos; representarían episodios de la etapa inicial (*rifting*) o subsidencia tectónica en el denominado «Aulacógeno Ibérico» (Alvaro *et al.*, 1979; López, 1985) en la que además, los márgenes se elevaban formando umbrales.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C. a través del proyecto: «Sedimentación durante dos etapas de fracturas intracontinental: el Pérmico-Triásico-Jurásico Inferior y el Cretácico de la Cordillera Ibérica». (ID 452).

Agradecemos a Victoria Mateo y Carlos Sánchez la delimitación de los dibujos y a M^a Carmen Páez la mecanografía del texto.

El Dr. Mariano Marzo leyó críticamente un primer manuscrito y realizó numerosas sugerencias para su mejora, que agradecemos profundamente.

BIBLIOGRAFÍA

- ALLEN, J.R.L., 1983: Gravels overpassing on humpback bars supplied with mixed sediment: Exemples from Lower Old Sandstone of Southern Britain. *Sedimentology*, 30: 285-294.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R., 1979: Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 172-177.
- ARCHE, A. y LÓPEZ, J., 1983: Características sedimentológicas del Buntsandstein entre Landete y Talayuelas (Cuenca), Cordillera Ibérica. *Pub. Geol. Un. Aut. Barcelona*, 20: 97-107.
- ASSENS, J., RAMÍREZ DEL POZO, J., GIANNINI, J. y GOMEZ, J., 1973: Memoria y Hoja geológica núm. 666 (Chelva). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 33 p.
- BLUCK, B.J., 1980: Sedimentation on some Scottish rivers of low sinuosity. *Trans. R. Soc. Edimburg*, 69: 425-455.
- BOULOUARD, Ch. y VIALARD, P., 1971: Identification du Permien dans la Chaîne Iberique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 273: 2441-2444.
- BOULOUARD, Ch. y VIALARD, P., 1981: Réduction ou lacune du Trias inferieur sur la bordure mediterranéenne de la Chaîne Iberique: Arguments palinologiques. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 295: 803-808.
- CANT, D.J. y WALKER, R.G., 1976: Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebe. *Can. J. Earth Sci.*, 13: 102-119.
- COLLINSON, J., 1970: Bedforms of the Tana River, Norway. *Geogr. Ann.*, 52: 31-56.
- CONAGHAN, P.J. y JONES, J.G., 1975: The Hawkesburg Sandstone and the Brahmaputra: A depositional model of continental sheet sandstones. *J. Geol. Soc. Australia*, 22: 275-283.
- CHURCH, M., 1983: Pattern of instability in a wandering gravel bed channel. In J.D. Collinson and J. Lewin, eds. *Modern and ancient fluvial systems*, Spec. Pub. I.A.S., 6, pp. 169-180, Blackwell.
- DACHROTH, W., 1985: Fluvial sedimentary styles and associated depositional environments in the Buntsandstein west of river Rhine, in Saar area and Pfalz. In D. Mader ed. *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe*. Lecture Notes in Earth Sciences, 4, pp. 197-248. Springer.
- FRIEND, P.F., 1983: Towards the field classification of alluvial structure or sequence. In J.D. Collinson and J. Lewin, eds., *Modern and ancient fluvial Systems*, Spec. Pub., I.A.S., 6, pp. 345-354.
- FONOLLA, F., GOY, A., MELÉNDEZ, F., ROBLES, F. y TALENS, J., 1974: Memoria y Hoja geológica núm. 665 (Mira). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 29 p.
- GABALDON, V., OLIVIER, C. y GONZÁLEZ SEARA, P., 1976: Memoria y Hoja geológica núm. 664 (Enguidanos). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 30 p.
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., WALKER, R.J., 1982: Structures and sequences in clastic rocks. *S.E.P.M. Short Course*, 9. 249 p.
- JACQUOT, E., 1866: Sur la composition et sur l'age des assises qui, dans la Peninsule Ibérique separent la formation carbonifère des dépôts jurassiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 24, 132-147.

- JACQUOT, R., 1967: Esquisses géologiques de la Serrania de Cuenca. *Ann. des Mines*, 18: 486-617.
- JACKSON, R.G., 1975: Velocity -bedform- texture patterns of modern beds in the Lower Wabash River of Illinois and Indiana. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 86: 1511-1522.
- LAPPARENT, A.F., MONTADERT, L., PENTECOTE, R., 1957: Observations géologiques nouvelles entre Chelva et Benabeger, Province de Valence, Espagne. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 244: 1386-1389.
- LEOPOLD, L.B. y WOLMAN, M.G., 1957: River Channel patterns: braided, meandering and straight. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 282 B: 39-85.
- LÓPEZ, J., 1985: *Sedimentología y Estratigrafía de los materiales pérmicos y triásicos del Sector SE de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica entre Cueva de Hierro y Chelva, Provincias de Cuenca y Valencia*. Tesis Doctoral. U. Complutense. Madrid, Seminarios de Estratigrafía, 11, 442 p.
- LÓPEZ, J., ARCHE, A. y DOUBINGER, J., 1985: La facies Buntsandstein entre Cañete y Talayuelas (Prov. Cuenca): características sedimentológicas y asociaciones palinológicas. *Rev. Esp. Palinología*, 17, 93-112.
- LÓPEZ, J. y ARCHE, A., 1986: Estratigrafía del Pérmico y Triásico en facies Buntsandstein y Muschelkalk del sector Sur de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. *Est. Geol.*, 42: 259-270.
- MADER, D., 1985: Depositional mechanisms and facies models of intertonguing aeolian environment and fluvial milieu in the Middle Buntsandstein of Mid-European Triassic Basin. In D. Mader ed: *Aspects of Fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe.*, Lecture Notes in Earth Sciences, 4, pp. 127-163. Springer.
- MIALL, A.D., 1977: A review of the braided-river depositional environments. *Earth Science Reviews*, 13: 1-62.
- MROCKZKOWSKI, J. y MADER, D., 1985: Sandy inland braidplain deposition with local aeolian sedimentation in the lower and middle parts of Buntsandstein and sandy coastal braidplain deposition in the topmost zechstein in the Sudetes (Lower Silesia, Poland). In D. Mader ed. *Aspects of Fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe.*, Lecture Notes in Earth Sciences, 4, pp. 165-195. Springer.
- PORTERO, J.M., OLIVÉ, A. y RAMÍREZ DEL POZO, J., 1975: Memoria y Hoja geológica núm. 636 (Villar del Humo). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Inst. Geol. Min. España, Madrid, 48 p.
- RICHTER, R., TEICHMULLER, R., 1933: Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Beit. Geol. Welt. Mediterr.*, 9-11, Abh. Gesell. Wiss. Gottingen Math. Phys. Kl., 7, 1-118.
- ROYO, J., 1926: Notas geológicas de la Provincia de Valencia. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26: 66-87.
- SCHUMM, S.A., 1963: A tentative classification of alluvial river channels. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 447, 10 p.
- SMITH, N.D., 1974: Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a Braided outwash stream. *J. Sed. Petrol.*, 82: 205-223.
- SMITH, N.D., 1978: Some comments on the terminology for bars in shallow rivers. In, A.D. MIALL, Ed., *Fluvial Sedimentology*, *Can Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 6, pp. 85-98.
- TUNBRIDGE, I.P., 1983: Alluvial fan sedimentation of the Horseshoe Park flood, Colorado, U.S.A., July 15 th, 1982. *Sed. Geol.*, 36: 15-23.
- VERNEUIL, E., 1853, Nota con motivo de dos cortes generales. *Rev. Minera*, 4: 14-17.
- VIALLARD, P., 1973: *Recherches sur le cycle alpin dans la Chaîne Ibérique sud occidentale*. Thèse Doct., U. Paul Sabatier, Toulouse, 445 p., inédita.
- WALKER, R.G. y CANT, D., 1979: Sandy fluvial Systems. *Geoscience Can.*, Reprint Series, 1: 23-32.