

EL TRIASICO DE LA REGION NUEVALOS-CUBEL (ZARAGOZA).  
SEDIMENTACION EN UN SECTOR DEL BORDE DE CUENCA  
DEL SURCO MOLINA-VALENCIA

POR

J. F. C. GARCÍA ROYO \* y A. ARCHE \*\*

RESUMEN

El Triásico de la región Nuévalos-Cubel (Zaragoza) se depositó en el flanco SO del Umbral de Ateca, límite de la Cuenca Ibérica durante la mayor parte de este periodo. La sedimentación, controlada por fallas de dirección NO-SE, comenzó al O por abanicos aluviales retrogradantes, seguidos de ríos meandriformes, diversos complejos costeros siliciclásticos y al comienzo de la sedimentación de las facies Muschelkalk, el Umbral queda totalmente cubierto por sedimentos. Se hace una interpretación sedimentológica de los materiales triásicos y un intento de correlación con el borde de la Cuenca del Ebro y con la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

ABSTRACT

The Triassic deposits of the Nuévalos-Cubel Area (Zaragoza) were laid down on the SW. Margin of the Ateca High, a paleozoic block acting as basin limit for most of the Period. Retrograding alluvial fans followed by meandering rivers are found to the W., followed by coastal siliciclastic complexes. The sedimentation generalizes at the beginning of the Muschelkalk facies. A sedimentological interpretation and an attempt of correlation with the SW. Ebro Basin and the Castilian Branch of the Iberian Ranges are presented.

\* Anadrill-Schlumberger, Cra. Cambrils, Km. 1, Riudoms, Tarragona.

\*\* Instituto de Geología Económica, C. S. I. C., Madrid 28040.

## INTRODUCCION Y ANTECEDENTES

El área de Nuévalos-Cubel está situada al NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (fig. 1), y en ella los sedimentos triásicos afloran discordantes sobre el Cámbrico superior formando tres

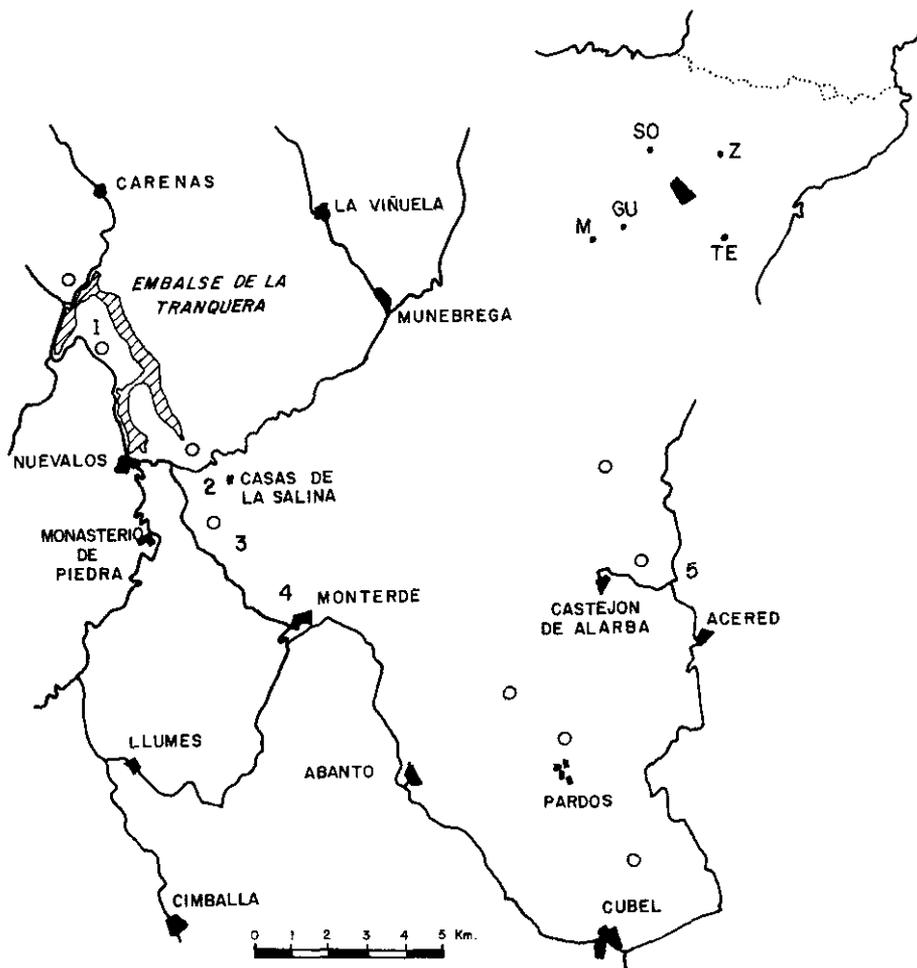


FIG. 1.—Situación del área de estudio. Las series completas levantadas en detalle son: 1. Embalse de la Tranquera. 2. Casa de la Salina. 3. Barranco de Valdehoya. 4. Monterde. 5. Acered. Los círculos indican puntos donde se realizaron series parciales u observaciones de interés

Location of the study area. Complete sections in this paper are: 1. Tranquera reservoir. 2. Casa de la Salina. 3. Valdehoya Gorge. 4. Monterde. 5. Acered. Circles are partial sections or key observation points.

bandas longitudinales de dirección NO-SE, teniendo el conjunto buzamiento hacia el SO y grandes variaciones de espesor de unas bandas a otras.

Esta zona forma parte del borde O del «Umbral de Ateca» y el borde E del «Surco Molina-Valencia» según nomenclatura de RICHTER & TEICHMULLER (1933). El Triásico es de tipo Ibérico en el sentido de VIRGILI *et al.* (1977), con un tramo inferior siliciclástico, uno intermedio carbonatado y uno superior detrítico-evaporítico. Se encuentra incluida la zona en las Hojas 436 (Alhama de Aragón), 437 (Ateca), 464 (Used) y 465 (Daroca) del M. T. N. a escala 1:50.000 (fig. 1).

Entre los trabajos que se refieren al área destacan los siguientes:

DONAYRE (1873) estudia por primera vez el área, identificando los tramos típicos del Triásico germánico y clasificando las faunas encontradas en el Muschelkalk de Monterde, entre otros yacimientos.

DEREIMS (1898) estudia la banda triásica que va desde la Laguna de Gallocanta hasta Deza, precisa los tipos de contacto con el Paleozoico y separa correctamente las dolomías del Muschelkalk de las del Jurásico.

RICHTER & TEICHMULLER (1933), en su estudio de las Cadenas Celtibéricas consideran que el Buntsandstein de Nuévalos tiene origen fluvial, y que existe una transición gradual a las facies marinas carbonatadas del Muschelkalk. Explican la evolución de las Cadenas como una serie de surcos y umbrales cuya subsidencia variable produciría la progradación de las facies Muschelkalk y explicaría las grandes variaciones de espesor encontradas.

VILAS *et al.* (1977) estudian el Triásico del área, dividiendo el Buntsandstein en cuatro tramos y el Muschelkalk en dos. Interpretan la parte baja del Buntsandstein como depósitos fluviales de diversos tipos, básicamente entrelazados y la parte superior como diversos ambientes de transición, como playas, llanuras mareales y pantanos. Destacan la presencia de bioconstrucciones de algas en las facies Muschelkalk y la transición en la vertical desde medios de plataforma a medios marinos más someros. El Keuper contiene areniscas, dentro de las facies clásicas.

En la reconstrucción paleogeográfica describen umbrales secundarios, perpendiculares al principal, responsables de los cambios de espesor de las facies Buntsandstein.

MOJICA (1979) excluye la presencia de Pérmico del área y divide el Buntsandstein del área en tres tramos, que yacen discordantes sobre el Paleozoico, y cuyas direcciones de aporte indican un área fuente al NE. Considera el Muschelkalk formado por tres tramos de

areniscas, arcillas con yesos y dolomías, de origen marino epicontinental, y clasifica la abundante fauna de Bivalvos principalmente.

DEL OLMO *et al.* (1983 a, 1983 b) realizan las Hojas geológicas números 437 (Ateca) y 464 (Used), del Mapa Geológico de España, a escala 1:50.000, en el que se precisan los afloramientos de rocas triásicas. Dividen el Buntsandstein en tres tramos, dominados respectivamente por conglomerados, areniscas y lutitas, e interpretan el primero como de origen fluvial y los otros dos como medios de transición dominados por las mareas. Las facies Muschelkalk, divididas en cuatro tramos son interpretadas como depósitos de plataforma marina que pasan a llanuras de marea posteriormente. Las facies Keuper representarían sebkhas costeras. Es interesante destacar que atribuyen al Pérmico una serie de pequeños afloramientos volcánicos existentes en ambas hojas.

## LOS MATERIALES

Se han levantado cinco columnas completas y otras siete parciales de los materiales triásicos del área (fig. 1).

Del estudio de los materiales que afloran en el área se han podido distinguir seis unidades litostratigráficas informales (fig. 2) en los materiales triásicos y pérmicos (?) del área. De base a techo son:

### PERMICO (?)

- Rocas volcánicas.

### FACIES BUNTSANDSTEIN

- Facies Buntsandstein inferiores.
- Facies Buntsandstein superiores.

### FACIES MUSCHELKALK

- Capas Dolomíticas.
- Capas de Royuela.

### FACIES KEUPER

- Lutitas y evaporitas.

Todas ellas, excepto la primera, han sido divididas en subunidades y los términos no tienen en ningún momento significado cronostratigráfico, sino meramente facial.

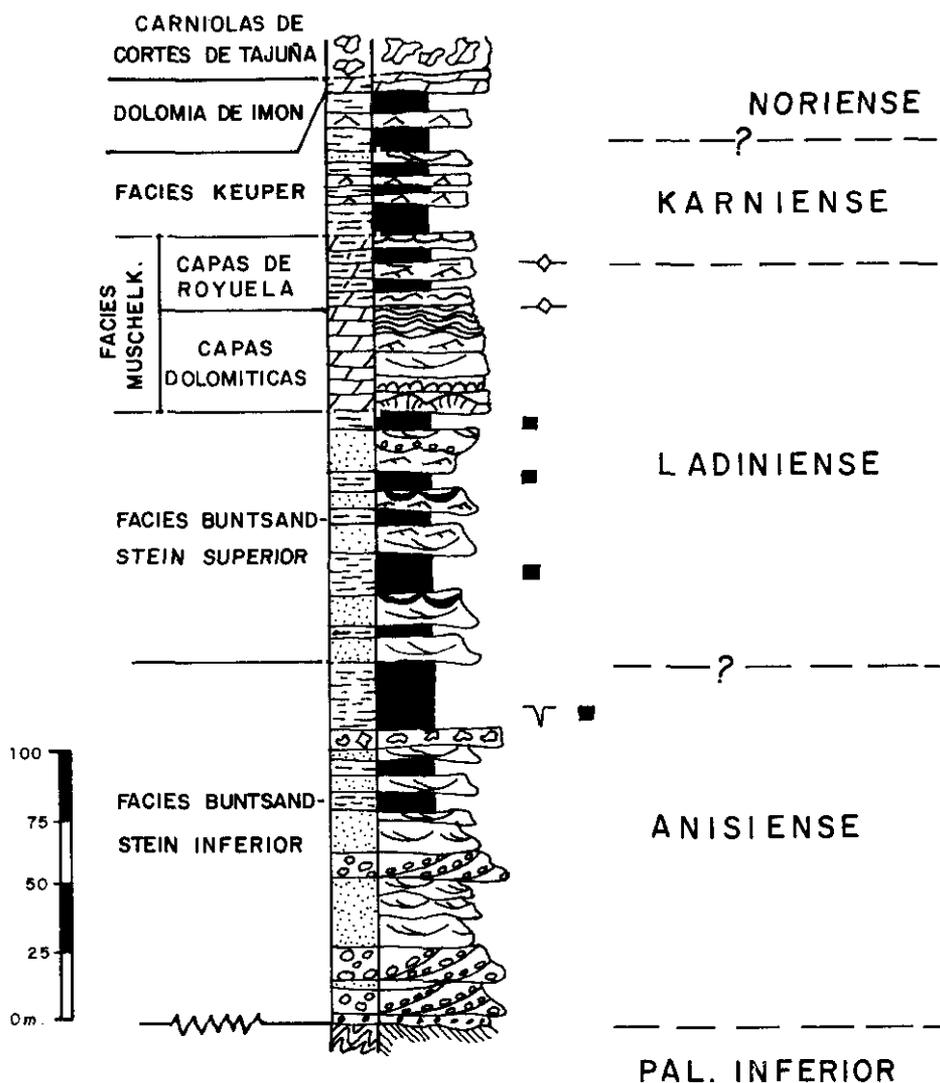


FIG. L.—Columna general del área de estudio y edades atribuidas a cada unidad. General sections and supposed ages of the Units.

### PERMICO (?)

— *Rocas volcánicas*: Yaciendo sobre el Paleozoico inferior discordantemente aparecen varios pequeños afloramientos de rocas volcánicas de tipo riolítico y riodacítico (DEL OLMO *et al.*, 1983 a, 1983 b;

MUÑOZ *et al.*, 1985), cerca de Castejón de Alarba y de Pardos, principalmente; están claramente asociados a los dos sistemas de fracturas dominantes NW-SE y NE-SO y se sitúan preferencialmente en las intersecciones de ambos sistemas.

Su datación es imprecisa hoy por hoy, situándose como previas al comienzo de la sedimentación de las Facies Buntsandstein cuyos niveles basales contienen algunos cantos de las mismas. Por ello se consideran equivalentes de materiales similares datados como Pérmico inferior (Autuniense) en áreas más al S (RAMOS, 1979; PEREZ ARLUCEA & SOPENA, 1983).

## FACIES BUNTSANDSTEIN

— *Facies Buntsandstein inferiores*: Dividida a su vez en tres subunidades: una basal, compuesta por cantos de cuarcita y pizarra de forma subangulosa dominante, con pátina de óxidos de Fe-Mn oscura, y areniscas rojo-pardo, con estratificación cruzada de surco y ripples de corriente, poco o nada cementada, yaciendo discordante sobre el Paleozoico rubefactado.

Su distribución es irregular, alcanzando hasta 12 m. de espesor, pero sólo está presente de forma esporádica en la banda SO del área estudiada.

La subunidad intermedia está formada por conglomerados de cantos de cuarcita subredondeados con tamaño medio de 6 a 8 cm. y centil de 22 a 30 cm., fábrica «clast supported» con huellas de presión-solución y abundante matriz arenosa; forman niveles lenticulares de algunas decenas de metros de extensión lateral, grano-decrecientes, y espesores de 0,4 a 1,8 m.; la estructura interna es masiva o con estratificación cruzada de surco, con ocasionales niveles imbricados y la base es erosiva, mientras que el techo puede en ocasiones ser convexo.

Existen areniscas subordinadas con geometría lenticular intercaladas entre los conglomerados y, en el Embalse de la Tranquera, Barranco de Valdelahoya y Barranco de la Galinda, se han encontrado niveles de conglomerados de base y techo plano, fábrica «Matrix supported» y ausencia de granoclasificación; los cantos son angulosos a subredondeados, de 4 a 12 cm.

El espesor de la subunidad varía entre 30 m. en Monterde a 92 m. en el embalse de la Tranquera.

La subunidad superior está compuesta por limolitas rojas con algunas intercalaciones de areniscas, sobre todo en la base, que contienen ripples de oscilación y corriente, grietas de desecación y pseudomorfos de halita. Son abundantes los niveles de interrupción de la

sedimentación, con moldes de raíces y costras ferruginosas, y las limolitas pueden estar totalmente bioturbadas.

Su espesor oscila entre 27 m. en Monterde y 43 m. en el Embalse de La Tranquera.

Las subunidades corresponden aproximadamente a los tramos A, B y C de VILAS *et al.* (1947).

Las areniscas de la Unidad son cuarzoarenitas y sublitoarenitas según la nomenclatura de DOTT (1964), con selección mala a muy mala y el cemento es el más abundante, ferruginoso en parches y recubriendo los granos de finas películas, así como otros cementos como dolomita, sílice, baritina y crecimiento sintaxial de feldespatos.

Los minerales pesados están dominados por la asociación Turmalina-Zircón-Rutilo, con cantidades menores de Baritina, Moscovita y Oxidos de hierro.

Esta unidad sólo existe en la banda SO, desde el Embalse de La Tranquera hasta el anticlinal de Monterde, donde desaparece, existiendo además grandes variaciones de espesor a lo largo de la misma.

— *Facies Buntsandstein superior*: divididas en dos subunidades. La inferior está formada por un banco de arenisca de grano medio de 4 a 5 m. de espesor granodecreciente, con estratificación cruzada de surco de gran porte que pasa a techo a laminación paralela y estratificación cruzada de surco centimétrica; tiene prominentes superficies de reactivación en su interior, base plana erosiva y techo neto también plano.

La superior es muy variada litológicamente, con areniscas, limolitas y arcillas formando diversas asociaciones de facies. Las areniscas son arcosas y subarcosas, con granos subangulosos a subredondeados, selección de moderada a buena y cemento predominantemente calcáreo-dolomítico. Se organizan en bancos tanto granocrecientes como granodecrecientes, con base canalizada, geometría lenticular, y techo neto en general, aunque aisladamente existen techos transicionales a limolitas, de 0,7 a 4,2 m. de espesor.

Las estructuras dominantes son estratificación cruzada de surco, ripples de corriente y oscilación y diversos «tool-marks» en la base de los cuerpos canalizados. Hay niveles con pseudomorfos de halita y grietas de desecación.

El color es rosado o amarillento, más claro en general que en la Unidad inferior y el cemento de carbonatos es el dominante.

Los minerales pesados cambian con respecto a la unidad precedente, desapareciendo la asociación Turmalina-Rutilo-Zircón, sustituida por la de Micas-Hematites-Limonita.

La bioturbación es abundante, sobre todo en los tramos limolíticos superiores y existen horizontes con moldes de pisadas de grandes

Tetrápodos, entre los que se ha podido identificar *Chirotherium* sp. en el Embalse de la Tranquera.

Esta unidad tiene un espesor máximo de 96 m. en el embalse de la Tranquera, y desaparece hacia el NE, en las proximidades de Castejón de Alarba. Desde el Embalse de la Tranquera hasta Monterde yace concordante sobre la Facies Buntsandstein inferior, y, cuando ésta desaparece hacia el E, directamente en discordancia sobre el Paleozoico inferior, en el área Monterde-Cubel-Alarba.

Esta unidad sería equivalente al tramo D de VILAS *et al.* (1977).

## FACIES MUSCHELKALK

Se ha utilizado la nomenclatura dada por HINKELBEIN (1969) para las Facies Muschelkalk de la Sierra de Albarracín: Capas Dolomíticas y Capas de Royuela.

— *Capas Dolomíticas*: Compuesta por dolomías en grandes bancos y algunos finos niveles de margas; están muy recristalizadas, con textura de mosaico hipidiotrópico, con sombras de oolitos, Bivalvos, Gasterópodos y Equinodermos. Hay que destacar la presencia de abundantes nódulos de sílex.

Se puede dividir en tres subunidades, que de base a techo son:

— Subunidad inferior: Formada casi exclusivamente por dolomías con mallas de algas, domos de algas y «Mounds» de algas (?); a veces la bioturbación es intensa.

— Subunidad intermedia: Formada por dolomías de grano medio a grueso, en bancos de 0,5 a 1,2 m. con estratificación cruzada de surco de gran porte. Tiene fantasmas de oolitos y bioclastos, por lo que probablemente fuese bioclástica en su totalidad antes de que la dolomitización borrara la estructura original casi por completo.

— Subunidad superior: La más variada litológicamente: dolomías margosas con niveles bioclásticos, dolomías margosas bioturbadas, dolomías con ripples de corriente y dolomías con mallas de algas y porosidad fenestral.

Su espesor disminuye hacia el NE, pasando de 50 m. en el Barranco de Valdehoya a 22 m. en la Casa de la Salina, y yace concordante sobre la Facies Buntsandstein superior excepto en la Loma de la Hiedra y en el Sinclinal de Castejón de Alarba, donde se encuentra discordante sobre el Paleozoico inferior.

— *Capas de Royuela*: Se puede dividir en dos subunidades:

— Subunidad inferior: Formada por dolomías con ripples de oscilación, dolomías con mallas de algas, porosidad fenestral y brechas y dolomías margosas con Bivalvos y Gasterópodos, en niveles de hasta 60 cm. Hay algunos niveles milimétricos de artejos de Crinoideos bien clasificados por tamaños.

La porosidad fenestral y la de tipo «bird-eye» es más abundante en la parte alta de la subunidad.

Además se encuentran abundantes niveles bioturbados y otros con *Rhizocorallium* sp. horizontales.

La fauna encontrada en estos niveles es:

*Pseudocorbula gregaria* MUNSTER in GOLDFUSS

*Pseudocorbula* sp.

*Paleonucula* sp.

*Modiolus* sp.

*Loxonema* sp.

*Neoschizodus* sp.

*Costatoria* (?) sp.

Fragmentos de *Pectinidae*

— Subunidad superior: Formada por margas y arcillas verdosas, dolomías con mallas de algas, porosidad fenestral y móldica, grietas de desecación y niveles de brechas de cantos planos y dolomías con estructuras «tepee»; también se encuentran niveles milimétricos de costras de óxidos de Fe.

Las Capas de Royuela presentan asimismo una disminución de espesor hacia el NE, pasando de 44 m. en el Barranco de Valdelahoya a 20 m. en la Casa de la Salina. El contacto con las Capas Dolomíticas es gradual, mientras que es neto el paso a las facies Keuper.

## FACIES KEUPER

No han sido estudiadas con el mismo detalle que el resto del Triásico, tanto por sus malas condiciones de afloramiento como por sus especiales características petrológicas, que las separan del objeto primario de este trabajo. Sólo se distingue una unidad.

— *Lutitas y evaporitas*: Formada por margas y arcillas rojas y verdes, con intercalaciones centimétricas de areniscas de grano fino y

yesos blancos, rojos y negros con texturas variadas (fibrosa, nodulosa y alabastrina). Existe un nivel de areniscas de grano fino con estratificación cruzada de surco de gran porte en la parte media de la serie.

Su espesor es imposible de estimar exactamente, pero sobrepasa los 200 m. en el Embalse de la Tranquera. Su contacto con las Facies Muschelkalk es neto y concordante, al igual que el que tiene con las Dolomías tableadas de Imón, unidad suprayacente.

Sólo se ha localizado un nivel con Bivalvos, compuesto por numerosos ejemplares de *Pseudocorbula gregaria* MUNSTER (in GOLD-FUSS).

## SEDIMENTOLOGIA

### FACIES BUNTSANDSTEIN

#### *Facies Buntsandstein inferior*

La subunidad basal, discontinua lateralmente, está constituida por cuerpos lenticulares de cantos de cuarcita y pizarra a menudo cubiertos por una pátina de óxidos de Fe y Mn, con base cóncava erosiva y mala ordenación interna. incluidos en limolitas y areniscas de grano fino con laminación paralela o masivas. En otras ocasiones los cantos con pátina recubren directamente la discordancia con el Paleozoico inferior.

Se interpretan como depósitos residuales o coluviones formados sobre el basamento paleozoico bajo un clima semiárido, que podrían sufrir un transporte pequeño por corrientes no jerarquizadas y efímeras, coincidente con la dada por VILAS *et al.* (1977).

Las discordancias que se observan en ocasiones entre esta subunidad y la superior se interpretan como diferencias en la pendiente original de ambos depósitos, mucho mayor en la primera, estrechamente ligada al paleorrelieve que en la segunda, y no como una discordancia tectónica.

Las dos subunidades superiores están formadas por las siguientes facies, de acuerdo con la nomenclatura de MIALL (1977, 1978).

— Gms: Conglomerado de cantos de cuarcita y pizarra dispersos en una matriz limolítico-arenosa. Base y techo planos.

— Gm: Conglomerados de cantos con estratificación horizontal difusa o masivas; imbricación bien desarrollada en algunos niveles.

— Gt: Conglomerados de cantos de cuarcita, siempre en contacto con estratificación cruzada de surco de hasta 1,2 m. de altura. Matriz

arenosa abundante, pero puede faltar en algunos niveles. Granoselección en los foresets.

— Gp: Similares a los anteriores, pero con estratificación cruzada planar. Menos frecuente.

— St: Areniscas con estratificación cruzada de surco de hasta 40 cm. de altura; pueden tener cantos blandos en la base o a lo largo de los sets. Estos presentan granoselección positiva en general. Base erosiva y techo plano.

— Sp: Similar a las anteriores, con estratificación cruzada planar.

— Sr: Delgados niveles de areniscas de grano fino con ripples de corriente.

— Fm: Limolitas rojas, masivas o con laminación paralela poco desarrollada, a veces con moldes de raíces o nódulos de dolomía formando niveles en su interior.

— Fl: Limolitas parecidas a las anteriores, con láminas de arenas muy finas, con niveles de moldes de cristales de halita.

— Fr: Limolitas con niveles de ripples de arena muy fina, a veces aislados.

— Sl: Superficie de erosión, a veces con cantos.

En la subunidad intermedia dominan las asociaciones de tipo: Se-Gm-Gt-(Gp)-Sp-Sr-Fm (fig. 3a) de 0,4 a 1,2 m. de espesor.

Estas secuencias pueden interpretarse como barras longitudinales que rellenan un sistema de cauces entrelazados de baja sinuosidad, similares a casos actuales (MC GOWEN & GROAT, 1971; RUST, 1972; SMITH, 1974; HARMS *et al.*, 1975; BLUCK, 1979) o antiguos (HEIN & WALKER, 1977; RUST, 1978, 1984; SOPEÑA, 1979; RAMOS, 1979; RAMOS & SOPEÑA, 1983), en las que las facies Gm representarían

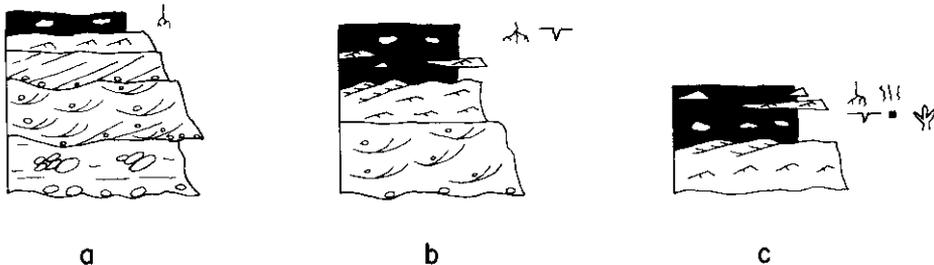


FIG. 3.—Asociaciones de facies características de la Unidad Facies Buntsandstein inferior.

*Facies associations of the Lower Buntsandstein Unit.*

el estado inicial de barras que luego crecerían horizontal y verticalmente hasta emerger. Las bruscas variaciones de granulometría y las superficies internas de erosión reconocidas en los cuerpos conglomeráticos reflejan variaciones importantes de la descarga interpretadas como una marcada estacionalidad anual.

Los cuerpos lenticulares de arena representarían depósitos en canales abandonados o sobre las barras en los momentos de descenso del caudal (RUST, 1976).

Las facies Gm se interpretan como esporádicos «debris flow» y las limolitas como restos de depósitos de llanura de inundación con moldes de raíces y caliches incipientes.

La figura 9 muestra las paleocorrientes medidas en este tramo por MOJICA (1979) y nosotros mismos. Su disposición radial indica que los canales entrelazados formaban parte de abanicos aluviales que descendían del Umbral de Ateca, situado como bloque elevada al NE.

La subunidad superior presenta asociaciones de facies del tipo: Se-St-Sr-(Fl)-Fm (fig. 3b) de 0,6 a 1,9 m. de espesor, que se interpretan como depósitos de ríos de cauces entrelazados arenosos, en las que los tramos con estratificación cruzada de gran parte representarían megarripples lunados activos en las etapas de mayor energía y las facies Sr superpuestas, etapas de descenso en la descarga o de estiaje. Son similares a facies descritas en sedimentos actuales y antiguos (SMITH, 1970, 1972; BOOTHROYD & ASHLEY, 1975; CANT & WALKER, 1976; TURNER, 1983; RAMOS, 1979). Los depósitos finos a techo deben representar depósitos de decantación, no canalizados, en la llanura de inundación, con largos períodos de exposición subaérea sin sedimentación.

Esta subunidad se interpreta como facies distales de los abanicos aluviales antes citados, cuyas cabeceras se irían retirando hacia el NE debido al juego de las fallas limitantes del Umbral de Ateca, situación comparable a los ejemplos descritos por STEEL *et al.* (1977) y HEWARD (1978).

El techo de la subunidad está formado por asociaciones de facies tipo: Sr-Fm-Fl (fig. 3c) de 12 a 35 cm. VILAS *et al.* (1979) lo interpretan como área pantanosa con conexión con el mar debido a la presencia de niveles con pseudomorfos de halita. Sin poder descartar esta interpretación, la presencia de numerosas huellas de Tetrápodos terrestres hace considerar la interpretación alternativa de zonas lacustres efímeras en el frente de los abanicos aluviales que ocasionalmente recibirían aportes no canalizados procedentes de ellos («Salt pans»), comunes en las áreas semiáridas (HOOKE, 1967; NILSEN, 1982; FOUCH & DEAN, 1982). Sólo estudios regionales más amplios pueden decidir entre ambas alternativas.

## *Facies Buntsandstein superior*

Esta unidad puede dividirse en dos subunidades; reposa concordantemente sobre la unidad infrayacente o discordantemente sobre el Paleozoico inferior, según la zona de observación.

La subunidad inferior está formada por un prominente banco de areniscas de 3 a 6,5 m. de espesor con una asociación de facies típica: Se-St-Sr-Fm-Sr-Fm. Su base erosiva está recubierta de cantos blandos; el cuerpo arenoso principal, con estratificación cruzada de gran escala cuyo tamaño decrece en la vertical tiene también granulometría decreciente y está cortado por superficies planas inclinadas 10°-15°, a veces recubiertas por finos niveles de arcillas. Por encima aparece una alternancia de areniscas de grano fino con ripples y limolitas con restos vegetales carbonizados y moldes de raíces.

Se interpreta la subunidad como depósitos fluviales de alta sinuosidad, representando la parte inferior los depósitos de canal formando «point-bars» con superficies de acreción lateral y la parte superior, los no canalizados de llanura de inundación. En la zona de Monterde las areniscas con ripples son más gruesas, desapareciendo hacia el Embalse de La Tranquera, por lo que se interpretan como derrames laterales («crevasse-splays»). Las direcciones de paleocorrientes, con grandes variaciones, oscilan entre N 145° y N 270°.

La subunidad superior presenta diversas asociaciones de facies. Dos de ellas (fig. 4a, b) son de tipo «thickening-coarsening», con las sucesiones: Fm-Fl-Sr (este trío repetido varias veces)-Sp-Sh-Se-St, y Fm-Fl-Sr (repetido varias veces)-Fl-Sr-Sh-St-(Sp).

La primera presenta un cuerpo superior canalizado con numerosas marcas de corriente en la base erosiva: «bounce-marks», «groove-marks», «prod-marks», etc., y abundante bioturbación, con un techo neto; el espesor máximo oscila entre 4,5 y 7,5 m. pero las variaciones laterales del mismo son importantes y desaparecen hacia el SE, como indican VILAS *et al.* (1977), formando cuerpos lenticulares de hasta unos 300 m. de extensión lateral.

Se interpretan como pequeños lóbulos deltaicos que progradaban rápidamente sobre una plataforma de poca profundidad e inclinación, representando la parte superior canalizada los canales distribuidores, la inferior arenosa no canalizada, las barras de desembocadura y las alternancias basales un prodelta embrionario. GALL (1976) describe un caso similar en el «Gres a Meules» del Triásico de Los Vosgos, y también se pueden comparar con casos actuales (WILKINSON & BYRNE, 1977; HYNE *et al.*, 1979; VAN HEERDEN *et al.*, 1983) y antiguos (ELLIOT, 1974, 1975; HANCOCK & FISHER, 1981).

La segunda asociación de facies «coarsening-thickening» se diferencia por la existencia de cuerpos canalizados y mayor abundancia

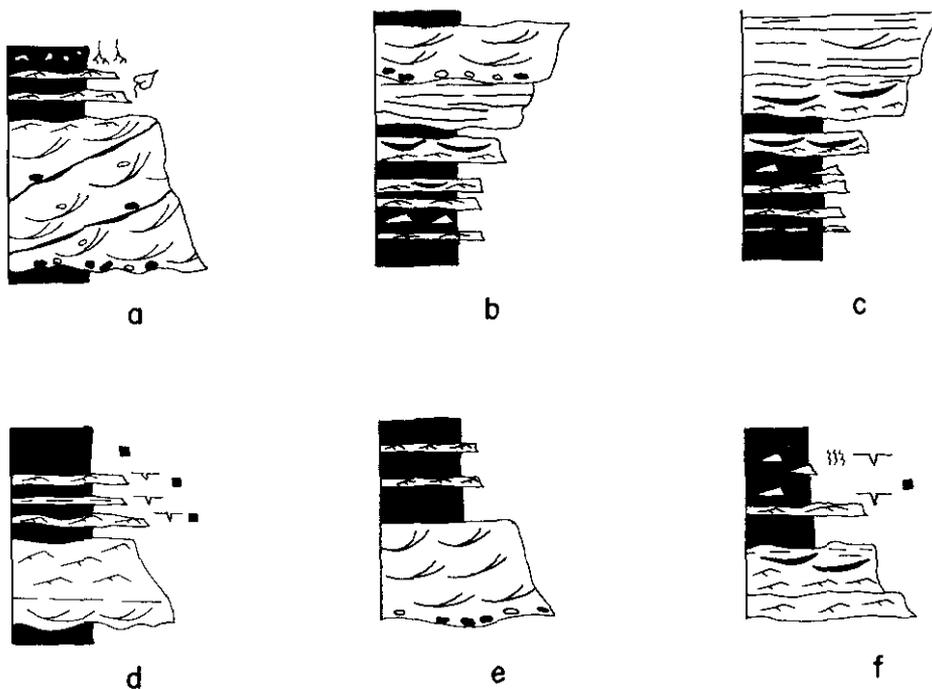


FIG. 4.—Asociaciones de facies características de la Unidad Facies Buntsandstein Superior.

*Facies associations of the Upper Buntsandstein Unit.*

de estructuras «flaser» y «linsen» en la parte inferior. Se interpretan como cordones longitudinales playeros formados por la removilización del oleaje de los lóbulos deltaicos anteriores. OOMKENS (1974) y COLEMAN (1976) citan casos actuales comparables, y FERNANDEZ & DABRIO (1977) otro antiguo similar.

Junto a las anteriores se encuentran otros dos tipos de asociaciones de facies, menos frecuentes, de tipo «fining-thinning» (fig. 4c). La primera, con base erosiva, es del tipo Se-St-Sr-Fm-Sr-Fm, con un espesor de hasta 1,5 m. y geometría lenticular. Se interpreta como canales de derrame («crevasse channels») asociados a los lóbulos deltaicos. A techo presentan grietas de retracción, moldes de halita y moldes de raíces, indicando exposición aérea prolongada y esporádicas influencias marinas durante la fase de abandono y compactación de los lóbulos (ELLIOT, 1975 y 1977).

La segunda asociación de facies (fig. 4d) presenta dos cuerpos claramente diferenciados y también geometría lenticular, y sería: Se-St-Fr-Fm. Se interpreta como depósitos de canales distribuidores deltaicos abandonados (ELLIOT, 1976; COLEMAN & PRIOR, 1982).

El resto del tramo está formado por finas alternancias de limolitas verdes y rojizas con areniscas de grano fino a muy fino con ripples de oscilación con claros «off-shooting», «flaser bedding» y «linsen-bedding». La asociación de facies típica podría ser de tipo Sr-Fm-Sr-Fl (figura 4e).

Son depósitos comparables a los depósitos de llanura mareal clásica, especialmente en su zona intermedia o mixta y superior o llanura fangosa (EVANS, 1965; KLEIN, 1977), interpretación coincidente a la dada por RAMOS (1979) para la unidad «Limos y Areniscas de Torete», a la que equivalen en edad y posición.

#### LAS FACIES MUSCHELKALK

Divididas en dos unidades que se interpretan por separado.

#### *Unidad «Capas Dolomíticas»*

Se pueden diferenciar dentro de ellas tres subunidades. La inferior, formada casi exclusivamente por mallas y domos de Algas y «Mounds» de Algas (?), a veces muy bioturbadas; la intermedia, por dolomías de grano grueso, con estratificación cruzada de gran porte y fantasmas de oolitos y bioclastos, y la superior, más variada litológicamente, con dolomías margosas con niveles ricos en bioclastos, dolomías margosas bioturbadas, dolomías con ripples de corriente y dolomías de mallas de algas con porosidad fenestral.

La subunidad inferior presenta grandes bioconstrucciones planoconvexas de hasta 2,8 m. de altura y varias decenas decenas de metros de longitud formadas por organismos ramificados, quizás algas, pero cuya identificación precisa no es posible debido a la dolomitización. Se observan claramente en el Embalse de la Tranquera.

También se encuentran niveles domos de algas de 20 cm. de altura y 50-70 cm. de longitud, unidos lateralmente, con estructura laminada concéntrica (Estromatolitos LLH, LOGAN *et al.*, 1964) y otros con mallas de algas casi planas con tubos verticales y en U a techo.

La figura 5a muestra la asociación de facies teórica de la subunidad que se interpreta como bioconstrucciones de la zona submareal a intermareal baja, comparables a los casos actuales descritos por LOGAN (1974) y antiguos por DAVIS (1975) y HALLEZ (1975). VILAS *et al.* (1977) interpretan este tramo como bancos de algas depositados en un mar somero, de salinidad normal alcanzando a veces la zona intermareal. RAMOS (1979) da una interpretación similar a parte de la misma unidad en el área de Molina de Aragón.

La subunidad intermedia está formada casi exclusivamente por dolomías con estratificación cruzada de gran porte, casi siempre de surco en tramos de hasta 3,5 m. asociados a veces a niveles centimé-

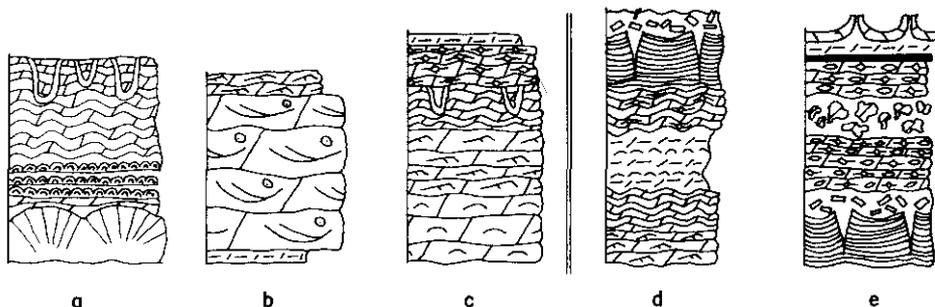


FIG. 5.—Asociaciones de facies características de la Unidad Facies Muschelkalk. Facies associations of the Muschelkalk Unit.

tricos con ripples de corriente y dolomías margosas con laminación ondulada (fig. 5b).

No presentan formas canalizadas, por lo que interpretamos esta subunidad como barras bioclásticas que se desplazarían por una plataforma de poca profundidad por acción de olas y mareas, comparables a las descritas por BALL (1967) y WILSON (1968) en las Bahamas o a las del Jurásico de Dorset de WILSON (1975) y TOWNSON (1975). PEREZ ARLUCEA & SOPENA (1983) dan una interpretación similar para niveles equivalentes en la zona de Checa-Chequilla (Guadalajara).

La subunidad superior presenta gran variedad litológica, pero la asociación de facies típica del tramo podría ser la de la figura 5c, consistente, de base a techo, en: dolomías laminadas con Bivalvos, dolomías con ripples de oleaje, mallas de algas bioturbadas con porosidad fenestral y margas grises.

Es muy parecida a la parte inferior de las secuencias de somerización de JAMES (1977), en sus zonas submareal y parte inferior de la intermareal.

La unidad «Capas Dolomíticas» muestra en su conjunto una evolución cíclica intermareal bajo-plataforma costera-intermareal bajo.

#### Unidad «Capas de Royuela»

Concordante con la anterior, puede dividirse en dos subunidades.

La inferior está formada por dolomías con ripples de oleaje, dolomías margosas con abundantes Bivalvos y algunos Gasterópodos y mallas de algas con grietas de desecación, porosidad fenestral y brechas. En el Barranco de Valdelahoya se han encontrado intercalados algunos niveles de entroques de Crinoideos, y casi a techo de la sub-

unidad se reconoce un nivel completamente cubierto de *Rhizocorallium* horizontal.

La asociación de facies típica representada en la figura 5d constaría de dolomías margosas con ripples, alternancias centimétricas de mallas de algas y dolomías margosas con Bivalvos a veces con porosidad fenestral y mallas de algas con grietas de desecación y brechas de cantos planos.

Esta asociación es típica de la zona intermareal media-alta, comparable a los ejemplos de SHINN *et al.* (1969) y SHINN (1983) en las Bahamas, o las de LAPORTE (1975) en el Devónico de New York y RAMOS (1979) en el Triásico de Guadalajara.

La presencia de *Rhizocorallium* horizontales y de abundantes Bivalvos en algunos niveles indica zonas protegidas del oleaje dentro de la zona intermareal, como interpretan BAUD (1976) y MARQUEZ (1983).

Los niveles de Crinoideos serían tempestitas comparables a las descritas por AIGNER (1982), por su base neta y buena clasificación de tamaños, seguidas por margas de decantación.

La subunidad continúa la tendencia a la somerización iniciada en la parte superior de la Unidad «Capas Dolomíticas».

La subunidad superior está formada por mallas de algas con grietas de desecación y porosidad fenestral, brechas de cantos planos, dolomías margosas con moldes de yeso, brechas irregulares y dolomías con estructuras «tepee»; también existen niveles milimétricos de costras de óxidos de Fe.

La asociación de facies típica (fig. 5f) es típica de la zona intermareal alta y supramareal en áreas áridas, tanto actuales (KENDALL & SKIPWITH, 1968; HANDFORD *et al.*, 1984) como antiguas (BURRI *et al.*, 1973; ASSERETTO & KENDALL, 1971; SCHENK, 1975; RAMOS, 1979; PEREZ ARLUCEA & SOPEÑA, 1983).

Las brechas irregulares representarían los restos de una alternancia de dolomías y evaporitas que han sufrido una disolución por aguas meteóricas del segundo componente, colapsándose la fábrica del sedimento (BEALES & LOZAJ, 1975; GOY *et al.*, 1976).

Las costras indicarían períodos prolongados de no-deposición, y la tendencia a la somerización continúa en esta subunidad.

## LAS FACIES KEUPER

Aparecen en contacto neto y concordante con las facies Muchelkalk; aunque su aspecto caótico en muchos tramos hace suponer que, en superficie, gran parte de las evaporitas se han disuelto, se pueden distinguir tres tramos: uno inferior con margas verdosas, yesos y do-

lomías; otro intermedio margoso, y uno superior de yesos y arcillas rojas con una intercalación de areniscas.

La interpretación sedimentológica sólo puede ser muy general. Se atribuyen estos sedimentos a «sebkhas» costero- evaporíticas (KINSMAN, 1969; BOSELLINI & HARDEY, 1973; SHEARMAN, 1978). Algunas lagunas conservaban agua el tiempo suficiente para que se desarrollasen poblaciones de *Pseudocorbula gregaria*, luego conservadas tras la desecación como tafocenosis sin transporte (MARQUEZ, 1983).

Las areniscas intercaladas se interpretan como depósitos fluviales por su base erosiva, corrientes unidireccionales y estratificación cruzada de gran porte, pero de carácter efímero, que invadirían ocasionalmente durante avenidas la llanura mareal.

## EDAD DE LOS MATERIALES Y CORRELACIONES

El establecimiento de la edad de cada una de las unidades del Triásico del área es un problema difícil, ya que no se han encontrado faunas o floras con valor biostratigráfico, y por ello debemos recurrir a correlaciones con otras áreas.

Dada la situación del área estudiada en el borde NE de la Cuenca triásica de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (figs. 2, 6), correlacionamos la Unidad Facies Buntsandstein inferior con la Unidad «Areniscas del Río Arandilla» y quizás con la parte inferior de la «Limos y Areniscas de Rillo» de RAMOS (1979). En ella sólo han aparecido restos de vegetales indeterminables y, así mismo, no existe por el momento datación de las mismas en la Cordillera Ibérica. Teniendo en cuenta la edad de la unidad suprayacente, asignamos a ésta una edad Anisiense sin mayores precisiones.

La Unidad «Facies Buntsandstein superior», concordante a techo con las «Capas Dolomíticas», se correlacionan con la Unidad «Limos y Areniscas Abigarrados de Torete» y quizás con la parte superior de la «Limos y Areniscas de Rillo» de RAMOS (1979). Esta autora data mediante palinomorfos como Anisiense Superior-Ladiniense inferior la base de la Unidad «Limos y Areniscas de Rillo» y su techo como Ladiniense superior, y el techo de la Unidad «Limos y Areniscas Abigarrados de Torete» como Karniense inferior. VISSCHER *et al.* (1982) y LOPEZ *et al.* (1984) datan como Ladiniense superior materiales equivalentes en Cueva de Hierro (Cuenca) y PEREZ ARLUCEA & SOPEÑA (1983) confirman esta edad en Checa (Guadalajara).

Por tanto, atribuimos una edad Ladiniense a esta unidad y situamos el límite Ladiniense-Anisiense en su base aproximadamente.

La Unidad «Capas Dolomíticas» fue datada en el área-tipo de Teyuel como Ladiniense inferior mediante Ammonites por HINKELBEIN

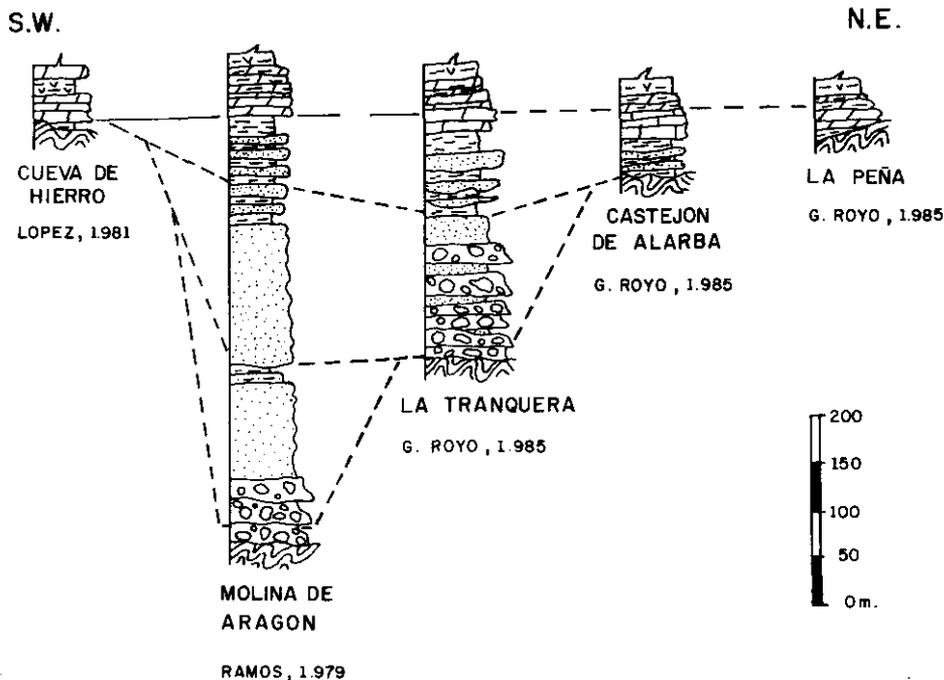


FIG. 6.—Correlación del Triásico del área de estudio con otras áreas de las Ramas Castellana de la Cordillera Ibérica.

Correlation between the Triassic of the study area and other localities in the Castilian Branches of the Iberian Ranges.

(1969), mientras que VISSCHER *et al.* (1982) y LOPEZ *et al.* (1984) datan la base de la misma en Cueva de Hierro (Cuenca) como Ladinense. En base a estas dataciones, asignamos una edad Ladinense a esta Unidad.

La Unidad «Capas de Royuela» contiene faunas de Bivalvos y Gasterópodos, todos ellos fósiles sin valor biostratigráfico.

Su parte superior ha sido datada mediante palinomorfos como Karniense por RAMOS (1979) y LOPEZ *et al.* (1984), edad que aceptamos para el área de estudio, aunque GARCIA GIL (1984) da una edad ligeramente inferior en el área de Jubera, 30 Km. al SO.

Las Facies Keuper deben tener una edad Karniense superior-No-riense, como indican los palinomorfos en áreas próximas (HERNAN-DO *et al.*, 1977; SOPEÑA, 1979; ALONSO, 1981; PEREZ ARLUCEA & SOPEÑA, 1983).

Las correlaciones con el Triásico de la Rama Aragonesa y Cuenca del Ebro (fig. 7) son mucho más difíciles, ya que sólo existe clara coincidencia de facies en las Facies Muschelkalk que presentan las

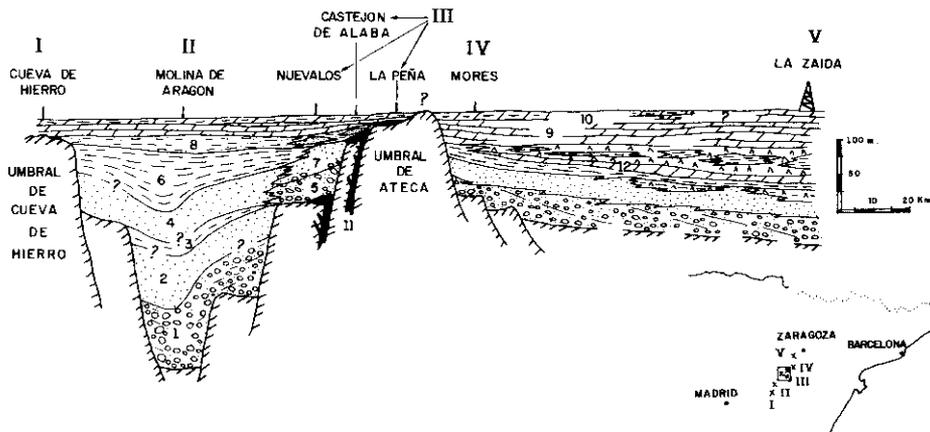


FIG. 7.—Reconstrucción de los materiales Triásicos al finalizar la sedimentación de la Unidad Facies Muschelkalk en una transversal SO-NE de la Cordillera Ibérica. 1. Conglomerados de la Hoz del Gallo (RAMOS, 1979). 2. Areniscas de Rillo de Gallo (RAMOS, 1979). 3. Nivel de Prados (RAMOS, 1979). 4. Areniscas del Río Arandilla (RAMOS, 1979). 5. Facies Buntsandstein inferior (GARCIA ROYO, 1985). 6. Limos y Areniscas de Rillo de Gallo (RAMOS, 1979). 7. Facies Buntsandstein superior (GARCIA ROYO, 1985). 8. Limos y areniscas abigarradas de Torete (RAMOS, 1979). 9. Capas Dolomíticas (HINKELBEIN, 1969). 10. Capas de Royuela (HINKELBEIN, 1969). 11. Riolitas y Riodacitas (JOSOPAIT, 1972; DEL OLMO *et al.*, 1983; MUÑOZ *et al.*, 1985). 12. Muschelkalk inferior (MOJICA, 1974); (CASTILLO, 1974). La distribución de facies se basa en los datos de HINKELBEIN (1969), CASTILLO (1974), RAMOS (1979), LOPEZ (1981) y SOPENA *et al.* (in litt.).

*Reconstruction of the Triassic sediments at the end of the Muschelkalk Unit sedimentation, along a SW-NE trasverse of the Iberian Ranges. 1. Hoz del Gallo Conglomerates (RAMOS, 1979). 2. Rillo de Gallo Sandstones (RAMOS, 1979). 3. Prados Horizon (RAMOS, 1979). 4. Río Arandilla Sandstones 5. Lower Buntsandstein Facies (GARCIA ROYO, 1985). 6. Torete variegated silstones. 9. Dolomitic Beds (HINKELBEIN, 1969). 10. Royuela Beds (HINKELBEIN, 1969). 11. Rhyolites and Rhyodacites (JOSOPAIT, 1972; DE LOLMO *et al.*, 1983; MUÑOZ *et al.*, 1985). 12. Lower Muschelkalk (MUJICA, 1974; CASTILLO, 1974). Facies distribution based an HINKELBEIN (1969), CASTILLO (1974), RAMOS (1979), LOPEZ (1981) and SOPENA *et al.*, 1983.*

unidades «Capas Dolomíticas» y «Capas de Royuela» en la región de Morés (MOJICA, 1977) y el Moncayo (ARRIBAS, 1985). Sin embargo, no podemos aceptar la suposición del primer autor sobre la existencia de otro tramo carbonatado por debajo del citado al O del Umbral de Ateca, dentro del área de estudio, ya que no hemos encontrado ningún nivel con el que se pudiera identificar; tan sólo algunos bancos de arenisca poseen cemento carbonatado, lo que no parece en absoluto criterio suficiente de correlación.

La ausencia de dataciones en las Facies Buntsandstein y las diferencias litológicas a ambos lados del Umbral de Ateca hacen muy di-

fíciles las correlaciones a uno y otro lado del mismo y, por el momento, nos abstenemos de realizarlas.

## EVOLUCION DE LA CUENCA Y RELACIONES ENTRE TECTONICA Y SEDIMENTACION

La cuenca presenta dos etapas claramente diferenciadas: una dominada por una tectónica de fallas de desgarre tardihercínicas, hasta el Pérmico Inferior, y otra que comienza en el Pérmico superior y que continuará durante el Triásico y Jurásico, de distensión con fracturas normales; estas etapas ya eran conocidas (ALVARO *et al.*, 1978; CAPOTE *et al.*, 1982).

Los primeros materiales que se encuentran discordantes sobre el Paleozoico son las rocas volcánicas de composición riolítica y riodacítica (JOSOPAIT, 1972; OLMO, 1983 a, 1983 b; MUÑOZ *et al.*, 1985) y por tanto, son posteriores a las fases póstumas hercínicas, situadas por CAPOTE & GONZALEZ LODEIRO (1983) en el Westfaliense. Atribuimos una edad Autuniense a estas rocas, como se indicó anteriormente y parecen encontrarse relacionadas con los desgarres NO-SE; aunque las características geoquímicas las asocian a un régimen compresivo orogénico (HERNAN *et al.*, 1980; ANCOCHEA *et al.*, 1980; MUÑOZ *et al.*, 1983) la emisión de rocas volcánicas y la acumulación de sedimentos podría tener lugar en zonas localizadas de transtensión dentro de un régimen general de transpresión.

El comienzo del Ciclo Alpino de sedimentación marca un cambio fundamental en el tipo de cuenca y régimen tectónico, al pasar a un régimen distensivo en el que las fallas tardihercínicas actúan como normales, formándose cuencas subsidentes tipo graben (ALVARO *et al.*, 1978; SOPEÑA, 1979; RAMOS, 1979; SOPEÑA *et al.*, 1983). El Surco Molina-Valencia es un buen ejemplo de este tipo de cuencas, y la sedimentación comienza hacia el S del área de estudio en el Pérmico Superior (RAMOS, 1979), mientras que en ésta lo hace probablemente en el Triásico inferior.

Las Facies Buntsandstein inferiores muestran una evolución vertical desde abanicos aluviales proximales a distales y llanuras aluviales y lagos efímeros, siguiendo una retrogradación simple (fig. 8). Estos abanicos procedían de un macizo elevado situado al NE, el Umbral de Ateca (RICHTER, 1930) con direcciones radiales de aporte hacia el S y SO (fig. 9). Las fallas principales NO-SE y sus asociadas de menor importancia NE-SO controlaban la posición y actividad del Umbral.

La retrogradación observada puede explicarse por la acción conjunta de: ampliación de la cuenca por desarrollo de nuevas fallas normales en los laterales del graben, retroceso del ápice de los abanicos

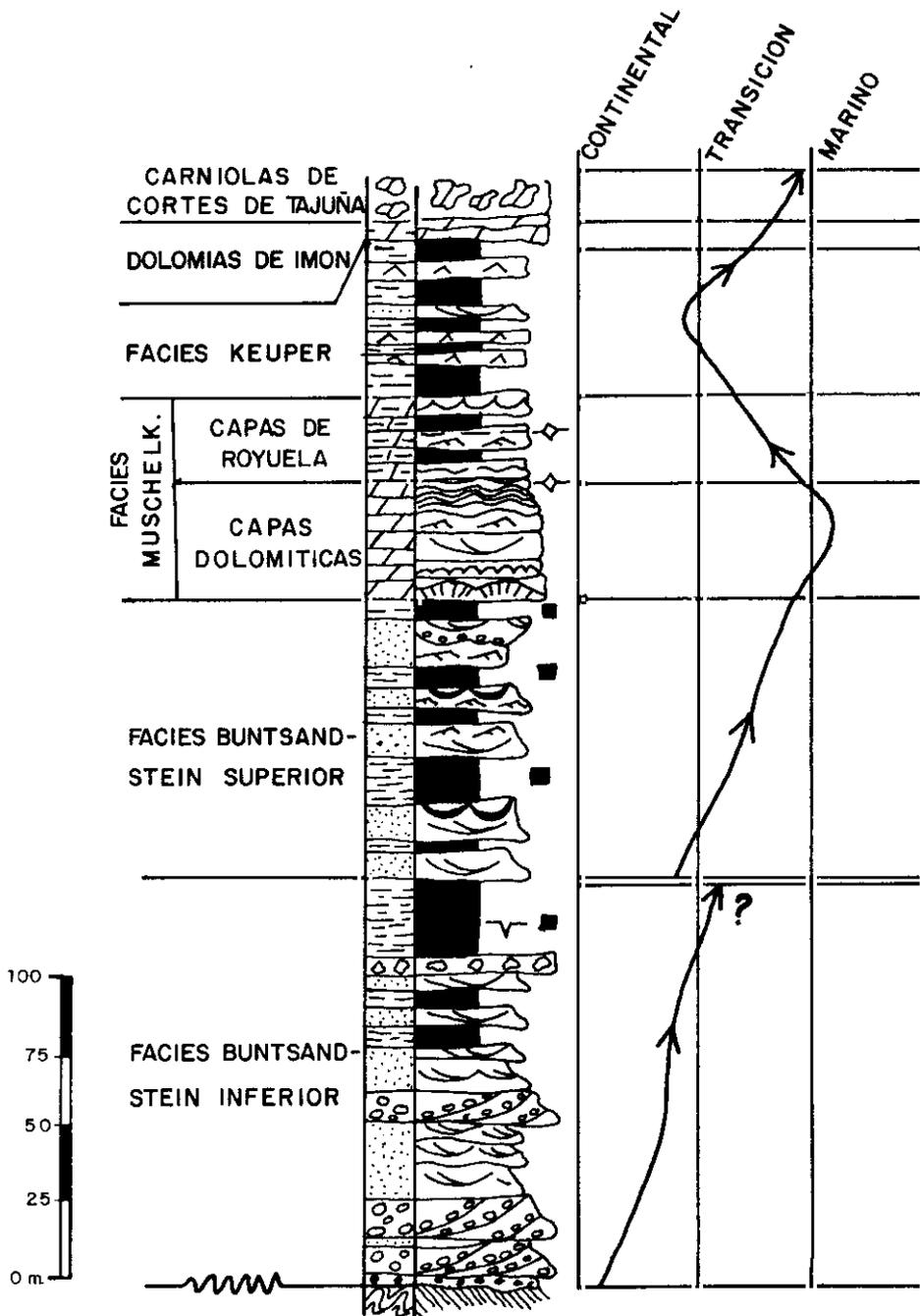


FIG. 8.—Evolución vertical de los medios de sedimentación.  
Vertical evolution of sedimentary environments.

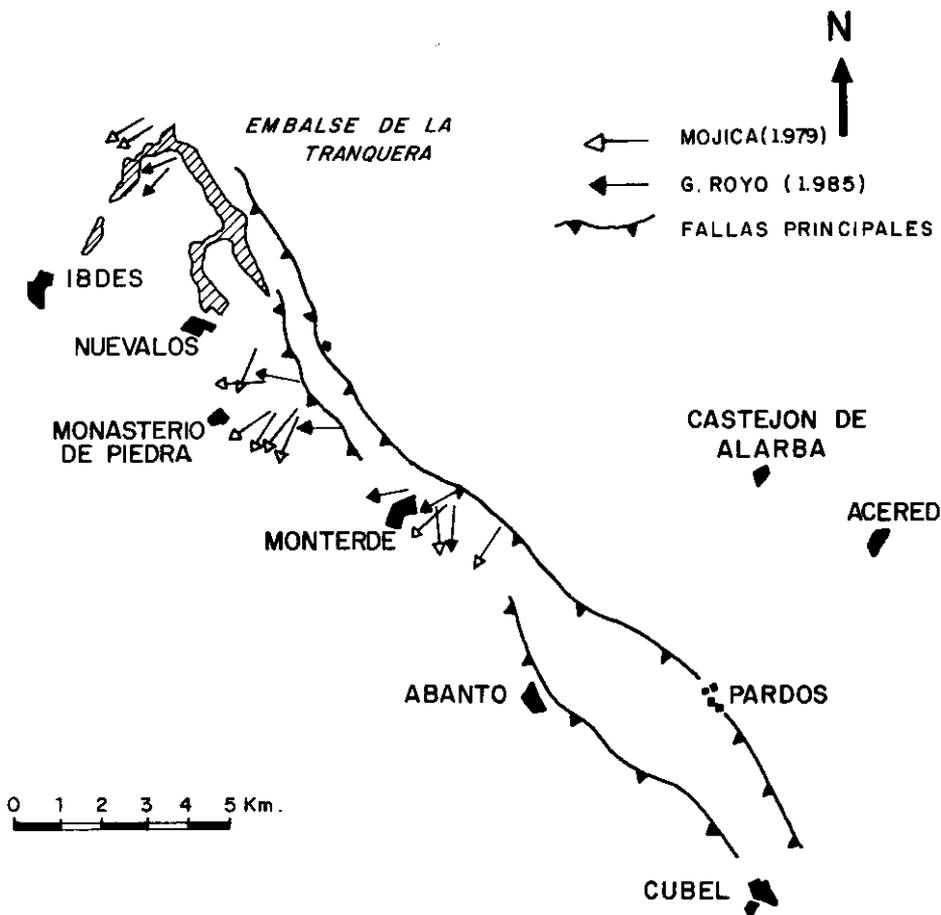
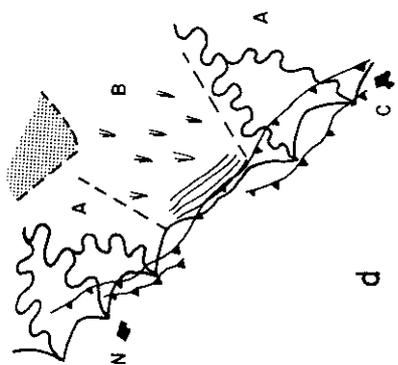
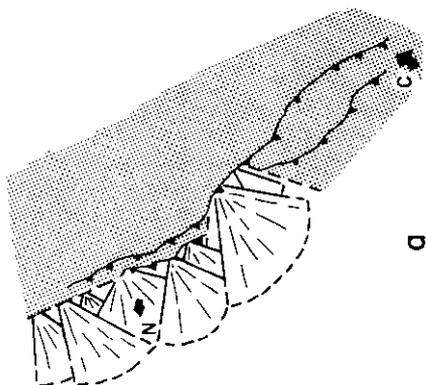
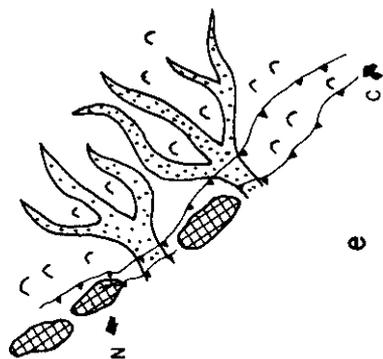
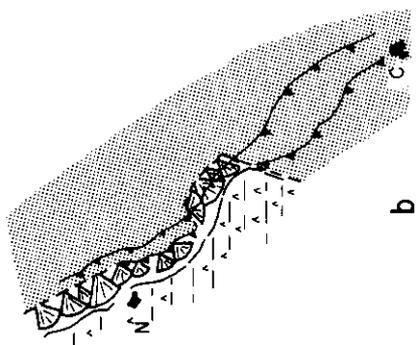
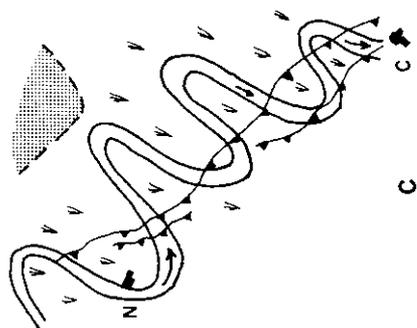


FIG. 9.—Direcciones de paleocorriente medidas en la Unidad Facies Buntsandstein inferior, incluyendo datos de MOJICA (1979).

*Paleocurrents of the Lower Buntsandstein Facies Unit, including data from MOJICA (1979).*

por erosión del escarpe que los alimentaba y erosión continuada del relieve del Umbral. TURNER (1983) describe un mecanismo similar para el Triásico superior de Lesotho. Como se puede observar en la figura 10 a, estos abanicos pueden representar aportes laterales a un sistema de cauces entrelazados que recorría el graben longitudinalmente hacia el SE, que correspondería a la Unidad «Areniscas del río Arandilla» descrita por RAMOS (1979) en la zona central del mismo.

El inicio de la sedimentación de las Facies Buntsandstein superior representa un momento de reactivación de las fracturas que limitan el graben, estableciéndose por un corto período un sistema fluvial



meandriforme dirigido hacia el S aproximadamente, pero el sistema sufre una retrogradación y se pasa a medios de transición como deltas, cordones playeros, llanuras mareales, etc., lo que indica que el margen NE de la cuenca deja de ser activo.

El comienzo de las facies *Muschelkalk*, expansivas sobre las anteroires, marca la invasión marina del Umbral de Ateca, ya que éstas yacen directamente sobre el Paleozoico (figs. 6 y 7); este hecho se repite en el margen SO del graben, donde las facies *Muschelkalk* yacen también sobre el Paleozoico en la zona de Cueva de Hierro (LOPEZ *et al.*, 1984); la mayor profundidad de la cuenca marina se alcanza en la parte media de las «Capas Dolomíticas», para iniciarse una larga etapa de retrogradación en la que la sedimentación carbonatada pasa a ser costera, y siendo sustituida por otra evaporítico-lutítica de «seb-kha» costera e incluso fluvial por un corto período.

A finales del Triásico se inicia un nuevo ciclo de retrogradación que llevará posteriormente a la sedimentación marina jurásica.

La evolución encaja perfectamente en el estado inicial de evolución de un aulacógeno, como interpretaron ALVARO *et al.* (1978) y han confirmado y detallado en diversos sectores de la misma SOPEÑA (1979), LOPEZ (1981), PEREZ ARLUCEA & SOPEÑA (1983) y SOPEÑA *et al.* (1983).

La fase incipiente o de graben, sin vulcanismo asociado está representada por casi la totalidad de las facies *Buntsandstein* en la que se da una rápida subsidencia tectónica localizada con estiramiento cortical limitado.

Posteriormente se inicia la fase de subsidencia en la que pasa a dominar la subsidencia térmica y el mar invade el aulacógeno. El área de sedimentación se expande, pero la tasa de sedimentación disminuye, al ser la subsidencia térmica más lenta que la tectónica.

La historia evolutiva descrita, cuyos pasos principales se expresan en los mapas paleogeográficos de la figura 10, coincide con la de aulacógenos de diferentes edades descritos por HOFFMAN (1973), HOFF-

---

FIG. 10.—Mapas paleogeográficos del área estudiada. El punteado indica, en todos ellos, áreas elevadas sin sedimentación: a) Base de la Unidad Facies *Buntsandstein*, con importantes abanicos alimentados por el Umbral de Ateca. b) Techo de la Unidad Facies *Buntsandstein* inferior. El área de sedimentación se amplía ligeramente y aparecen extensos lagos efímeros salinos. c) Base de la Unidad Facies *Buntsandstein* superior. d) Techo de la Unidad Facies *Buntsandstein* superior (A, áreas con lóbulos deltaicos; B, área con cordones playeros y llanuras mareales). e) Facies *Muschelkalk* (Capas dolomíticas). Cuadrícula: bioconstrucciones. Punteado: canales mareales con oolitos, semicírculos, mallas y domos de algas. f) Facies *Muschelkalk* (Capas de Royuela): Semicírculos, mallas y domos de algas. Angulos: lagoon hipersalino efímero. En todos los mapas, C representa el pueblo de Cubel y N el de Nuévalos.

MAN *et al.* (1974), MILANOVSKI (1981) y MULLAN (1984) y los «interior fracture basins» de KINGSTON *et al.* (1983).

## AGRADECIMIENTOS

Queremos agradecer la ayuda de la doctora Ana Márquez, que clasificó la fauna de Bivalvos, del doctor José Luis Sanz, que hizo lo propio con la ichnofauna de Vertebrados, y del doctor Ricardo Rincón, que estudió los minerales pesados. A Jaime Suárez y Juan Klimowitz (HISPANOIL) por facilitar el «log» del sondeo utilizado en la figura número 7.

Asimismo, agradecemos a don José Luis González la preparación de láminas delgadas y a doña Beatriz Bartolomé la mecanografía del manuscrito.

El trabajo de campo de uno de nosotros (A.A.) fue financiado por los proyectos 21103-01 y 21103-04 de la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C.

El trabajo es una aportación a los Proyectos 4 y 106 del P.I.C.G.

## BIBLIOGRAFIA

- AIGNER, T. (1982): «Calcareous tempestites. Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones. Middle Trias. South West Germany». En: G. Einsele, A. Seilacher, Eds.: *Cyclic and Event Sedimentation*, pp. 180-192, Springer.
- ALONSO, J. J. (1981): «Estudio estratigráfico y sedimentológico del Triásico del Anticlinorio de Sigüenza». Tesis de Licenciatura, U. Complutense de Madrid, 127 pp. (inédita).
- ALVARO, M.; CAPOTE, R., y VEGAS, R. (1978): «Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Ibérica». *Acta Geol. Hisp.*, 14, pp. 172-177.
- ANCOCHEA, E.; PERNI, A., y HERNÁN, F. (1980): «Caracterización geoquímica del vulcanismo del área de Atienza (provincia de Guadalajara, España)». *Estudios Geol.*, 36, pp. 327-337.
- ARRIBAS, J. (1985): «Base Litostratigráfica de las Facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zona Norte». *Estudios Geol.*, 41, pp. 47-57.
- ASSERETTO, R., y KENDALL, G. ST. G. C. (1971): «Megapolygons in Ladinian limestones of the Triassic of Southern Alps. Evidence of deformation by penconemporaneous dessication and cementation». *J. Sed. Petrol.*, 43, pp. 715-723.
- BAUD, A. (1976): «Les terriers de Crustacés decapodes et l'origine de certain facies du Trias Carbonaté». *Eglogae Geol. Helvetiae*, 69, pp. 415-424.
- BEALES, F. W., y LOZEJ, G. P. (1975): «Ordovician tidalites in the unmetamorphosed sedimentary fill of the Brent Meteorite Crater, Ohio». En: R. N. Ginsburg, Ed.: *Tidal Deposits*, pp. 315-324, Springer.
- BLUCK, B. J. (1979): «Structure of coarse grained braided stream alluvium». *Trans. R. Soc. Edinburg*, 70, pp. 181-221.
- BOOTHROYD, J. C., y ASHLEY, G. M. (1975): «Processes, bar morphology and sedimentary structures in braided outwash fans, Northeastern Gulf or Alaska». In: *Glaciofluvial and Glaciolacustrine sedimentation*, S. E. P. M., Spec. Pub., 23, pp. 193-222.
- BOSELLINI, A., y HARDIE, L. A. (1973): «Depositional theme of a marginal marine evaporite». *Sedimentology*, 20, pp. 5-27.
- BURRI, P.; DRESNAY, R., y WAGNER, C. W. (1973): «Tepee structures and associated diagenetic features in intratidal carbonate sand (Lower Jurassic), Morocco». *Sed. Geol.*, 9, pp. 221-228.
- CANT, D. J., y WALKER, R. G. (1976): «Development of a braided fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec». *Can. J. Earth Sci.*, 13, pp. 102-119.
- CAPOTE, R.; DÍAZ, M.; GABALDÓN, V.; GÓMEZ, J. J.; SÁNCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A., y YÉBENES, A. (1980): «Evolución sedimentológica y tectónica del Ciclo Alpino en el tercio Noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica». *Temas Geológicos. I. G. M. E.*, 1, pp. 1-149.
- CAPOTE, R., y GONZÁLEZ LOBEIRO, F. (1983): «La estructura herciniana en los afloramientos paleozoicos de la Cordillera Ibérica». *Libro Jubilar J. M. Ríos*, 1, pp. 513-529, I. G. M. E.
- COLEMAN, J. M. (1976): *Deltas. Processes of deposition and models for exploration*. Continuing Education Pub. Co., 102 pp.
- COLEMAN, J. M., y PRYOR, D. B. (1982): «Deltaic Environments of deposition». En: *Sandstone Depositional Environments*, A. A. P. G. Mem., 31, pp. 139-178.
- DAVIS, R. A. (1975): «Intertidal and associated deposits of the Prairie du Chien Group (Lower Ordovician) of the Upper Mississippi Valley». En: R. N. Gins-

- burg, Ed.: *Tidal Deposits*, pp. 299-306, Springer.
- DEL OLMO, P.; HERNÁNDEZ, A., y ARAGONESES, E. (1983): «Hoja 437, Ateca. Mapa Geológico de España 1:50.000», 67 pp., I. G. M. E.
- DEL OLMO, P., y PORTERO, J. M. (1983): «Hoja 464, Used. Mapa Geológico de España 1:50.000», 74 pp., I. G. M. E.
- DEREIMS, A. (1898): *Recherches géologiques dans le sud de l'Aragon*. Fac. Sci. Paris, These, 969, 195 pp.
- DONAYRE, F. M. (1883): «Bosquejo de una descripción física y geológica de la provincia de Zaragoza». *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*, 1, pp. 1-128.
- DOTT, R. H. (1964): «Wacke, greywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification?». *J. Sed. Petrol.*, 34, pp. 625-632.
- ELLIOT, T. (1974): «Interdistributary bay sequences and their genesis». *Sedimentology*, 21, pp. 611-622.
- ELLIOT, T. (1975): «The sedimentary history of a delta lobe from a Yoredale (Carboniferous) cyclotheme». *Proc. Yorkshire Geol. Soc.*, 40, pp. 505-536.
- ELLIOT, T. (1976): «The morphology, magnitude and regime of a Carboniferous fluvial distributary channel». *J. Sed. Petrol.*, 46, pp. 10-16.
- EVANS, G. (1965): «Intertidal flat sediments and their environments of deposition in the Wash». *Quart. J. Geol. Soc. London*, 121, pp. 209-245.
- FERNÁNDEZ, J., y DABRIO, C. J. (1977): «Caracterización de sedimentos litorales en el Mioceno del distrito lignífero del Bajo Rhin, Alemania». *Cuad. Geol.*, 8, pp. 101-112.
- FOUCH, T. D., y DEAN, W. E. (1982): «Lacustrine and associated clastic depositional environments». En: *Sandstone depositional environments*, A. A. P. G. Mem., 31, pp. 87-114.
- GALL, J. C. (1976): *Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie*. 228 pp., Doin.
- GARCÍA GIL, S. (1984): *Estratigrafía y Sedimentología del Triásico del Sector Medinaceli-Somaen (provincia de Soria)*. Tesis de Licenciatura, U. Complutense de Madrid, 159 pp. (inédita).
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J., y YÉBENES, A. (1976): «El Jurásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte). I. Unidades Litostratigráficas». *Estudios Geol.*, 32, pp. 391-423.
- HALLEY, R. B. (1975): «Peritidal Lithologies of Cambrian Carbonate Islands, Carrara Formation, Southern Great Basin». En: R. N. Ginsburg, Ed.: *Tidal Deposits*, pp. 279-288, Springer.
- HANCOCK, N. J., y FISHER, M. J. (1981): «Middle Jurassic North Sea Deltas with particular reference of Yorkshire». En: *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe*, pp. 186-195, Inst. Petrol. London.
- HANDFORD, C. R.; KENDALL, A. C.; PREZBINDZOWSKI, D. R.; DUNHAM, J. B., y LOGAN, B. W. (1984): «Salina-margin tepees, pisoliths and aragonite cements, Lake Mac Leod, Western Australia: their significance in interpreting ancient analogs». *Geology*, 12, pp. 523-527.
- HARMS, J. C.; SOUTHWARD, J. B.; SPEARING, D., y WALKER, R. G. (1975): *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. S. E. P. M. Short Course 2, 161 pp.
- HEIN, F. J., y WALKER, R. G. (1977): «Bar evolution and development of stratification in the gravelly braided Kicking Horse River, British Columbia». *Can. J. Earth Sci.*, 14, pp. 562-570.
- HERNÁN, F.; PERNI, A., y ANCOCHEA, E. (1980): «El Vulcanismo del área de Atienza. Estudio petrológico». *Estudios Geol.*, 36, pp. 13-25.
- HERNANDO, S.; DOUBINGER, J., y ADLOFF, M. C. (1977): «Datos cronostratigráficos

- del Triásico Superior de la región Ayllón-Atienza, provincias de Segovia, Soria y Guadalajara». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 399-410.
- HEWARD, A. P. (1978): «Alluvial fan sequence and megasequence models with examples from Westfalian D-Stephanian, Santa Lucía Coalfield Northern Spain». *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.*, 5, pp. 669-702.
- HINKELBEIN, K. (1969): «El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albaracín». *Teruel*, 41, pp. 35-75.
- HOFFMAN, P. (1975): «Evolution of the Early Proterozoic Continental Margin: The Coronation Geosyncline and associated aulacogens of the Northwestern Canadian Shield». *Phil. Trans. Royal Soc. London*, 273 A, pp. 547-581.
- HOFFMAN, P. F.; DEWEY, J. F., y BURKE, K. (1974): «Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example of the Great Slave Lake, Canada. *S. E. P. M. Spec. Pub.*, 19, pp. 38-55.
- HOOKE, R. LE B. (1967): «Processes on arid-region alluvial fans». *J. Geology*, 75, pp. 438-460.
- HYNE, N. J.; COOPER, W. A., y DICKEY, P. A. (1979): «Stratigraphy of intermontane lacustrine delta, Catatumbo River, Lake Maracaibo, Venezuela». *A. A. P. G. Bull.*, 63, pp. 2042-2057.
- JAMES, N. P. (1977): «Shallowing-upwards sequences in carbonates». *Geoscience Canada*, 4, pp. 126-136.
- JOSOPAIT, V. (1972): «Das Kambrium und das Tremadoc im Ateca (Westliche Iberische Ketten, NE-Spanien)». *Forsch. Geol. Palaont.*, 23, pp. 3-121.
- KENDALL, C. ST. G. C., y SKIPWITH, P. A. D'E. (1968): «Holocene shallow water carbonates and evaporite sediments of Khor-al-Bazam, Abu Dahbi, South Western Persian Gulf». *A. A. P. G. Bull.*, 53, pp. 861-864.
- KINGSTON, D. T.; DISHROON, C. P., y WILLIAMS, P. A. (1983): «Global Basin Classification System». *A. A. P. G. Bull.*, 67, pp. 2175-2193.
- KINSMAN, D. J. J. (1968): «Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow water and supratidal evaporites». *A. A. P. G. Bull.*, 53.
- KLEIN, G. DE V. (1977): *Clastic Tidal Facies*. C. E. P. C. O., 149 pp., Champaign, Illinois.
- LAPORTE, L. F. (1975): «Carbonate tidal flat deposits of the Early Manlius Formation of New York State». En: R. N. Ginsburg, Ed.: *Tidal Deposits*, pp. 243-250, Springer.
- LOGAN, B. W.; HOFFMAN, P., y GEBELEIN, C. D. (1974): «Algal Mats, Cryptalgal Fabrics, and structures, Hamelin Pool, Western Australia». *A. A. P. G. Mem.* 22, pp. 145-195.
- LOGAN, B. W.; REZAK, R., y GINSBURG, R. N. (1964): «Classification and environmental significance of algal stromatolites». *J. Geology*, 72, pp. 68-83.
- LÓPEZ, J. (1981): *El Triásico del Anticlinorio de Cueva de Hierro, provincia de Cuenca*. Tesis de Licenciatura, U. Complutense de Madrid, 68 pp. (inérita).
- LÓPEZ, J.; ARCHE, A., y DOUBINGER, J. (1984): «El Triásico del Anticlinorio de Cueva de Hierro, Serranía de Cuenca, España». *Rev. Esp. Micropaleontología*, 16, pp. 19-42.
- MÁRQUEZ, A. (1983): *Bivalvos del Triásico Medio del Sector Meridional de la Cordillera Ibérica y de los Catalánides*. Tesis Doctoral, U. Complutense de Madrid, 429 pp. (inérita).
- Mc GOWEN, J. H., y GROAT, C. G. (1971): «Van Horn Sandstone, West Texas: an alluvial fan model for mineral exploration». *Report Invest. Bur. Econ. Geol. U. Texas*, 72, 57 pp.
- MIAL, A. D. (1977): «A review of the braided river depositional environment». *Earth Sci. Rev.*, 13, pp. 1-62.

- MIALL, A. D. (1978): «Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary». *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, pp. 597-604.
- MILANOWSKI, E. E. (1981): «Aulacogens of ancient platforms. Problems of their origin and tectonic development». *Tectonophysics*, 73, pp. 213-248.
- MOJICA, J. (1979): «Über das Mesozoikum in zentraler Teil des Nordostlichen Keltiberikums (Ateca-Schwelle, Umgebung von Nuevalos, Zaragoza, Spanien)». *Arb. Inst. Geol. Pal. Un. Stuttgart*, 74, pp. 1-70.
- MOJICA, J. (1977): «Presencia de ooides en el Muschelkalk inferior y su importancia estratigráfica. Graben de Morés, Cordillera Ibérica, provincia de Zaragoza». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 423-436.
- MULLAN, H. S. (1984): «Deep Gas Potential of the Aquitaine Basin, France». *A. A. P. G. Bull.*, 68, pp. 1857-1869.
- MUÑOZ, M.; ANCOCHEA, E.; SAGREDO, J.; PEÑA, J. A. DE LA; HERNÁN, F.; BRANDLE, J. L., y MARFIL, R. (1985): «Vulcanismo Permo-Carbonífero de la Cordillera Ibérica». *X Int. Carboniferous Congress*, 3, pp. 27-52, I. G. M. E.
- NILSEN, T. H. (1982): «Alluvial fan deposits». *A. A. P. G. Mem.* 31, pp. 49-86.
- OOMKENS, E. (1974): «Lithofacies relations in the Late Quaternary Nigél Delta complex». *Sedimentology*, 21, pp. 195-221.
- PÉREZ ARLUCEA, M., y SOPEÑA, A. (1983): «Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos en el Noroeste de la Sierra de Albarracín (provincia de Guadalajara)». *Estudios Geol.*, 39, pp. 329-343.
- RAMOS, A. (1979): «Estratigrafía y Paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón, provincia de Guadalajara». *Seminarios de Estratigrafía. Monografías*, 6, 313 pp.
- RAMOS, A., y SOPEÑA, A. (1983): «Gravel bars in low-sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain)». *Spec. Pub. I. A. S.*, 6, pp. 301-312.
- RICHTER, R. (1930): «Die Iberischen Ketten zwischen Jalon und Demande». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, 16, pp. 1-118.
- RICHTER, R. (1933): «Die Entwicklung der Keltiberischen Ketten». *Abh. Ges. Wiss. Göttingen*, 19, pp. 1-76.
- RUST, B. R. (1972): «Structure and processes in a braided river». *Sedimentology*, 18, pp. 221-245.
- RUST, B. R. (1976): «Stratigraphic relationships on the Malbaie Formation, Devonian, Gaspé, Quebec». *Can. J. Earth Sci.*, 13, pp. 1556-1569.
- RUST, B. R. (1978): «Depositional Model for braided alluvium». *Can. Soc. Petrol. Geol., Mem.* 5, pp. 605-625.
- RUST, B. R. (1984): «Proximal braidplain deposits in the Middle Devonian Malbaie Formation of Eastern Gaspé, Quebec». *Sedimentology*, 31, pp. 675-696.
- SCHENK, P. E. (1975): «Carbonate-Sulfate Intertidalites of the Windsor Group, Middle Carboniferous, Maritime Canada». En: R. N. Ginsburg, Ed.: *Tidal Deposits*, pp. 373-380, Springer.
- SHEARMAN, D. J. (1978): «Evaporites of coastal sabkhas». *S. E. P. M. Short Course*, 4, pp. 6-42.
- SHINN, E. A. (1983): «Tidal Flat Environment». *A. A. P. G. Mem.* 33, pp. 171-210.
- SHINN, E. A.; LLOYD, R. M., y GINSBURG, R. N. (1969): «Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas». *J. Sed. Petrol.*, 39, pp. 1202-1228.
- SMITH, N. D. (1974): «Sedimentology and bar formation in the Upper Kicking Horse River, a braided outwash stream». *J. Geology*, 82, pp. 205-224.
- SMITH, N. D. (1970): «The braided stream depositional environment: Comparison of the Platte River with Silurian Clastic Rocks, North Central Appalachians». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 2993-3014.
- SMITH, N. D. (1972): «Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river». *J. Sed. Petrol.*, 42, pp. 624-634.

- SOPENA, A. (1979): *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del Noroeste de la provincia de Guadalajara*. Seminarios de Estratigrafía. Monografías, 5, 329 pp.
- SOPENA, A.; VIRGILI, C.; HERNANDO, S.; ARCHE, A., y RAMOS, A. (1983): «El Triásico». *Libro Homenaje a J. M. Ríos*, 2, 47-61, I. G. M. E.
- STEEL, R. J.; MAEHLE, S.; NILSEN, H.; ROE, S. L., y SPINAGR, A. (1977): «Coarsening upwards cycles in the alluvium of the Hornelen Basin (Devonian), Norway. Sedimentary response to tectonic events». *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, pp. 1124-1134.
- TURNER, B. R. (1983): «Braidplain deposition of the Upper Triassic Molteno Formation in the main Karoo (Gondwana) Basin, South Africa». *Sedimentology*, 30, pp. 77-89.
- VAN HEERDEN, I. L.; WELLS, J. T., y ROBERTS, H. H. (1983): «River dominated suspended sediment deposition in a new Mississippi Delta». *Can. J. Fish. Aquat. Sci.*, 40, pp. 60-71.
- VILAS, L.; HERNANDO, S.; GARCÍA QUINTANA, A.; RINCÓN, R., y ARCHE, A. (1977): «El Triásico de la región de Monterde-Alhama de Aragón, provincia de Zaragoza». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 467-484.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A., y HERNANDO, S. (1977): «Problemas de la cronoestratigrafía del Trías en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 73-80.
- VISSCHER, H.; BRUGMANN, W. A., y LÓPEZ, J. (1982): «Nota sobre la presencia de una palinoflora triásica en el supuesto Pérmico del Anticlinorio de Cueva de Hierro, Serranía de Cuenca, España». *Rev. Esp. Micropaleontología*, 12, pp. 315-322.
- WILKINSON, B. R., y BYRNE, J. R. (1977): «Lavaca Bay. Transgressive deltaic Sedimentation in Central Texas Estuary». *A. A. P. G. Bull.*, 61, pp. 527-545.
- WILSON, R. C. L. (1968): «Carbonate facies variation within the Osmington Oolite Series in Southern England». *Paleogeog. Paleoclim. Paleoecol.*, 41, pp. 89-123.
- WILSON, J. L. (1975): *Carbonate facies in Geologic History*, 471 pp., Springer.