

# INTERPRETACIÓN SEDIMENTARIA DE LOS MATERIALES TRIÁSICOS DE FACIES BUNTSANDSTEIN EN LAS ZONAS EXTERNAS DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS Y EN LA COBERTERA TABULAR DE LA MESETA. ESPAÑA

J. Fernández (\*) y A. Gil (\*\*)

(\*) Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

(\*\*) Instituto Técnico Agronómico Provincial S.A. Ctra. de Madrid, s/n. Albacete.

## RESUMEN

El Triás de tipo Germánico está ampliamente representado en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas en afloramientos casi siempre de carácter alóctono, siendo dominantes las facies *Muschelkalk* y sobre todo *Keuper*. Solamente en la zona Prebética se tiene constancia de materiales de facies *Buntsandstein*, y en la Cobertera Tabular de la Meseta donde el Triás se presenta solamente bajo dos litofacies (*Buntsandstein* y *Keuper*).

Desde el punto de vista estratigráfico los materiales del *Buntsandstein* se apoyan discordantemente sobre el Paleozoico de la Meseta y el conjunto con una potencia observable superior a 100 m, es de edad Ladinense. El análisis de facies permite diferenciar las siguientes unidades: Unidad Conglomerática Basal, su potencia no supera los 10m y su depósito corresponde a abanicos aluviales o ríos *braided*. Unidad Lutítica, esta constituida por lutitas con niveles de areniscas y carbonatos de tipo edáfico, organizados en secuencias elementales arenisca-lutita-carbonato que en conjunto forma una secuencia *thickening upward* atendiendo al espesor de las capas de areniscas; su depósito ocurrió en un complejo *alluvial fan/sandflat/playa lake* que evolucionó a *alluvial fan/sandflat/braided stream*. Unidad Lutítica con Bancos de Areniscas, en ella se diferencian bancos potentes de areniscas con morfologías tipo *ribbons* o tabulares depositados en canales fluviales, y areniscas en bancos finos y carbonatos intercalados en lutitas depositados en la llanura de inundación. Hacia las Zonas Externas la sucesión muestra las mismas características que la Unidad Lutítica con Bancos de Areniscas, aunque sus facies reflejan condiciones de menor energía, lo que podría interpretarse como un sistema fluvial distal.

**Palabras clave:** Facies *Buntsandstein*, evolución sedimentaria, fluvial, Cordilleras Béticas.

## ABSTRACT

The Germanic-type Triassic is widely represented in the External Zones of the Betic Cordilleras in outcrops which are almost always of an allochthonous nature, where *Muschelkalk* and particularly *Keuper* are the dominating facies. Only in the Prebetic Zone, and in the Tabular Cover of the Iberian Meseta (where the Triassic is present only under two facies: *Buntsandstein* and *Keuper*), are *Buntsandstein* facies sediments to be found.

From a stratigraphic point of view *Buntsandstein* sediments, have a visible thickness over 100m., lie discordantly over the Paleozoic of the Iberian Meseta, and they are of Ladinian age. Facies analysis allows to distinguish the following units: Basal Conglomerate Unit, with a thickness which does not surpass 10m. and alluvial fans and braided rivers deposits. Clay Unit, composed of clay with sandstones levels and pedogenic carbonates, organised in elemental sandstones-clay-carbonate sequences which together form a thickening-upward sequence in relation to the thickness of sandstones beds; its deposit occurred in a *alluvial fan/sand flat/playa lake* complex which evolved to *alluvial fan/sand flat/braided stream* complex. Clay Unit with Sandstone Layers, in which we have distinguished thick layers of sandstones, ribbons or sheets types morphologies, deposited in fluvial channels, and thin beds sandstones and carbonates stratified in clay deposited in flood plain.

Towards the External Zones, the succession display the same features as the Clay Unit with Sandstones Layers, although its facies reflect lower energy conditions, which could be interpreted as a distal fluvial system.

**Key Words:** *Buntsandstein* facies, sedimentary evolution, fluvial, Betic Cordilleras.

Fernández, J. y Gil, A. (1989): Interpretación sedimentaria de los materiales triásicos de facies *Buntsandstein* en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y en la Cobertera Tabular de la Meseta. España. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124

Fernández, J. y Gil, A. (1989): Sedimentary interpretation of the triassic *Buntsandstein* facies from the External Zones of Betic Cordilleras and Tabular Cover of the Iberian Massif, Spain. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 113-124

## 1. INTRODUCCIÓN

En el Sur de la Península Ibérica destacan dos unidades geológicas mayores: la Meseta Ibérica y las Cordilleras Béticas. El macizo hercínico de la Meseta está constituido por materiales Precámbricos y Paleozoicos plegados durante el Carbonífero, y desde entonces ha permanecido como una zona elevada sometida a erosión nutriendo de sedimentos siliciclásticos al dominio Bético durante el Mesozoico.

Las Cordilleras Béticas constituyen el segmento más occidental de la Cadena Alpina Europea. Estructuralmente pueden ser divididas en dos dominios, las Zonas Externas y las Zonas Internas, con diferente significado paleogeográfico y evolución tectono-metamórfica.

Las Zonas Externas consisten en rocas sedimentarias e ígneas del Triásico al Mioceno inferior que descansan sobre el basamento hercínico del Macizo Ibérico. Pueden ser subdivididas en dos dominios paleogeográficos, la Zona Prebética que permaneció en una posición próxima a la Meseta durante el depósito de sedimentos continentales y marino someros del Mesozoico y la Zona Subbética situada al Sur, en una posición más alejada de la Meseta, en donde las facies pelágicas y las rocas volcánicas submarinas están bien representadas a partir del Lías medio (García-Hernández *et al.*, 1976). Entre estas dos zonas se reconocen unidades intermedias que contienen abundantes depósitos turbidíticos del Jurásico superior-Cretácico inferior (Ruiz-Ortiz, 1983). Las facies triásicas que aparecen en estos dominios son de tipo Germanico, equivalentes a las que pueden ser encontradas en otros puntos alrededor del Macizo Ibérico (Cordillera Ibérica, Cantábrica, Catalana, Cuenca Lusitana, etc.).

Las Zonas Internas están compuestas por tres complejos estructurales superpuestos tectónicamente; estos son en orden ascendente: Nevado-Filábride, Alpujarride y Maláguide (Fontboté, 1970). El complejo Nevado-Filábride constituido por micasquistos, cuarcitas y mármoles de edades Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico que han sufrido una evolución tectónica y metamórfica compleja. El complejo Alpujarride incluye materiales (filitas, cuarcitas y carbonatos) de facies Alpina, permotriásicos, dispuestos con una complicada estructura de mantos. El complejo Maláguide está integrado por un basamento Paleozoico escasamente metamórfico y una delgada cobertera Mesozoica-Paleógena constituida predominantemente por "red beds" conglomeráticos y arenosos triásicos de facies Germánica.

El modelo paleogeográfico consiste en una gran bahía rodeada por depósitos continentales y costeros de facies Germánica desarrollados en los bordes de las placas Europea y Africana gradando lateralmente a depósitos costeros y marinos someros de facies Alpinas.

Las capas rojas del Borde Sureste de la Meseta y otros materiales de facies Germánica de las Zonas Externas descansan sobre el margen sur de la placa Europea. El Nevado-Filábride se considera un equivalente metamórfico de estos, colocado al este y probablemente relacionado con un macizo que fue destruido en la oro-

genia Alpina. El complejo Alpujarride se depositó en un ambiente marino somero a costero situado a una distancia desconocida hacia el este. La Dorsal Bética y los dominios Béticos Ultrainternos representan depósitos de medios colocados en una zona de transición entre los dominios Germánico y Alpino. El complejo Maláguide era una banda de materiales siliciclásticos situada en el margen de la placa Africana (Bourgeois 1980).

Después del depósito de los materiales continentales de facies *Buntsandstein* tuvieron lugar varios impulsos transgresivos y los materiales carbonatados de facies *Muschelkalk* y evaporíticos del *Keuper* se extienden hacia el continente sobre los depósitos preexistentes.

## 2. CONTEXTO GEOLÓGICO.

Como en otras áreas de Europa central y occidental, las facies triásicas reflejan la interacción entre diferentes tasas de subsidencia e influjos terrígenos y las repetidas transgresiones del Tethys, que avanzaron hacia el NW y W a través de las zonas corticales más deprimidas (Ziegler, 1982). Estas transgresiones, responsables de la sedimentación de carbonatos y/o de importantes espesores de evaporitas en las áreas intracontinentales más subsidentes (Busson, 1982; Curnelle, 1983) parecen ser de naturaleza tectono-eustática, reflejando cambios en el volumen de las dorsales medio-oceánicas, en respuesta a variaciones de la velocidad de expansión del fondo oceánico (Schopf, 1974; Forney, 1975).

En las zonas Externas y Cobertera Tabular dichas transgresiones quedaron registradas de manera desigual en función de su posición respecto del Macizo Herciniano de la Meseta. Así, mientras durante el Ladinense se produce depósito de evaporitas en el techo del *Buntsandstein* y carbonatos del *Muschelkalk* en las Zonas Externas, pero no en la Cobertera Tabular donde la sedimentación detrítica continúa hasta el Triás superior; en el Karniense superior-Noriense tiene lugar el depósito de las evaporitas del *Keuper* superior y los carbonatos de la Fm. Imón, tanto en las Zonas Externas como en la Cobertera Tabular. Esto determinó el desarrollo de dos tipos de Trias (Freeman 1972): Uno de litología casi uniformemente detrítica, excepto hacia los tramos superiores, sin intercalaciones marinas, asimilable a un Trias de capas rojas (*red beds*, Trias de tipo Hespérico en el sentido de Sopeña *et al.*, 1983), bien desarrollado en el borde de la Meseta (Cobertera Tabular), objeto de numerosos trabajos en los últimos años (Fernández, 1977; Fernández y Dabrio, 1985; Dabrio y Fernández, 1986; entre otros). Un segundo tipo de Trias epicontinental, con niveles carbonatados y evaporíticos marinos bien desarrollado en las Zonas Externas. Ambos tipos corresponden, respectivamente, a la Fm. Chiclana de Segura y la Fm. Hornos-Siles de López-Garrido (1971).

Los datos de edad (Besems, 1981 a y b; Marquez-Aliaga *et al.*, 1986) indican que la sedimentación triásica, en esta zona no se inició hasta el Ladinense, el cual incluye los materiales de facies *Buntsandstein* en la Cobertera Tabular de la Meseta y *Buntsandstein* más

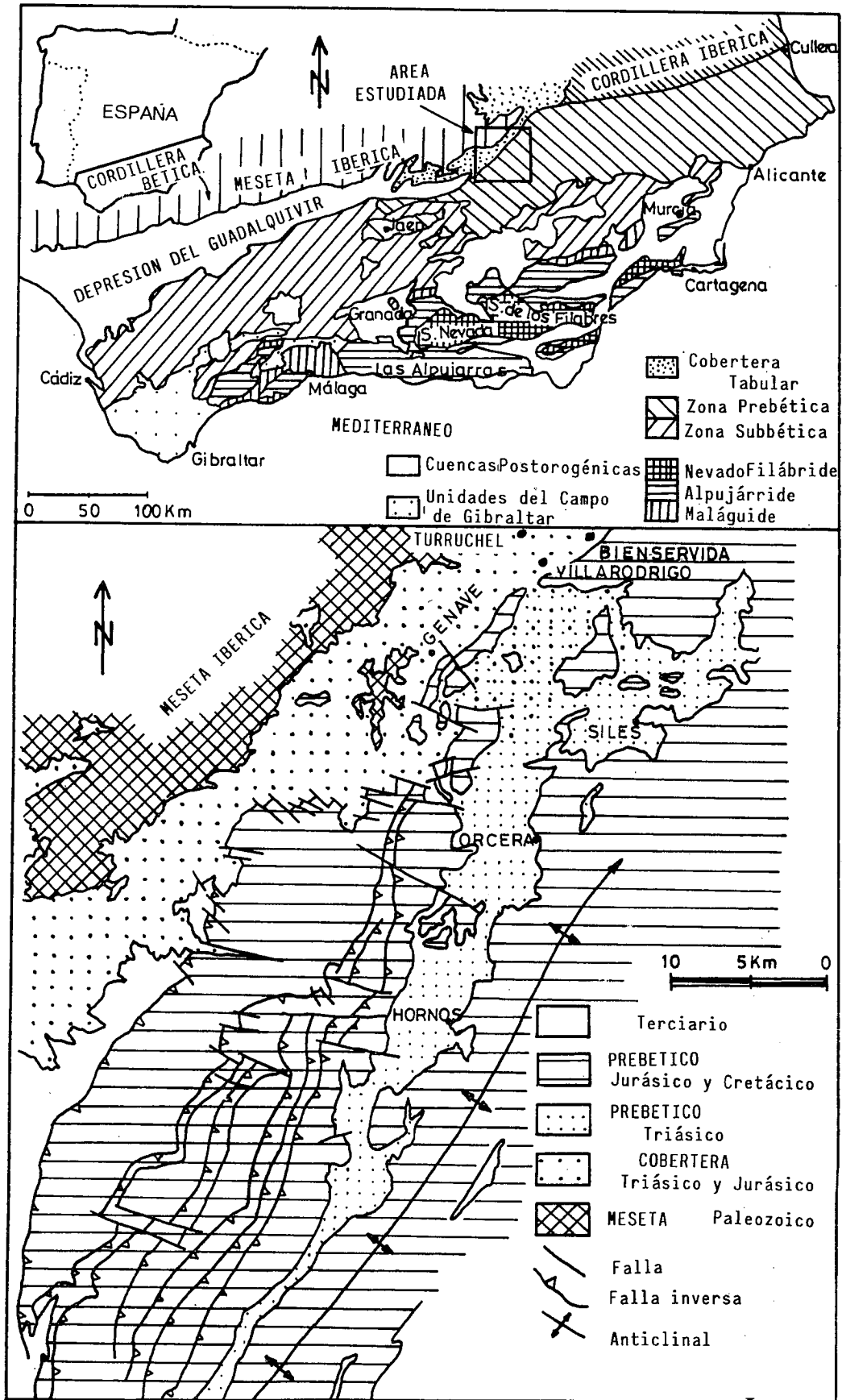


Fig. 1.-Localización geográfica y geológica del Trias de la Cobertera Tabular y el de la Zona Prebética con el que se encuentra en continuidad cartográfica.

Fig. 1.-Geographic and geologic location of the Triassic of the Tabular Cover and of the Prebetic Zone, which are cartographically continuous.

*Muschelkalk* en las Zonas Externas. El Karniense y Noriense se han datado en el Keuper y el Rhetiense en la unidad dolomítica superior. Este último fuera de nuestra área de trabajo en la Cordillera Ibérica (Goy y Yebenes, 1977). Es importante señalar que de acuerdo con los datos cronoestratigráficos, los términos *Buntsandstein*, *Muschelkalk* y *Keuper* han de ser utilizados en sentido de litofacies.

Este trabajo pretende mostrar las características deposicionales de los materiales de facies *Buntsandstein* y su evolución lateral y vertical en un área donde existen afloramientos continuos desde la Meseta hasta la Zonas Externas (Zona Prebética) (Figura 1). Conviene también indicar que por el momento no se tiene conocimiento de existencia de materiales de facies *Buntsandstein* en otros puntos de las Zonas Externas Béticas.

### 3. ESTRATIGRAFÍA (Figuras 2 y 3).

En las proximidades del Macizo Herciniano de la Meseta, donde se observa la base, los materiales del *Buntsandstein* reposan discordantemente sobre el basamento paleozoico perteneciente al citado Macizo Hercínico. En la Zona Prebética se supone debe ocurrir lo mismo, aunque la base no aflora. El techo viene marcado por la aparición de las arcillas con yesos nodulares y laminados del *Rött*, inmediatamente debajo del

primer banco de carbonatos del *Muschelkalk*. En la Cobertera Tabular, donde estas facies carbonatadas no existen, se localiza en el seno de un tramo lutítico situado inmediatamente debajo de un banco de arenisca (de unos 18 metros de espesor) que aparece en el *Keuper* con una amplísima distribución regional (K<sub>2</sub> de Orti Cabo 1982) identificado no solo en el ámbito de las Cordilleras Béticas, sino en todo el Trias de Levante.

El espesor de los materiales del *Buntsandstein* varía entre 220m en la Cobertera Tabular y superior a 100 m en la Zona Prebética (Fig.2). La sucesión se inicia con un episodio conglomerático de escaso espesor (1 m máximo) y continuidad. Sobre este, o bien directamente sobre el Paleozoico de la Meseta se encuentra un tramo predominantemente lutítico de tonos violáceos hacia la base y rojizos hacia el techo con un espesor de 12 m (Unidad A de Gil *et al.*, 1987). El resto de la serie está constituido por arcillas en las que se intercalan areniscas en bancos potentes o delgados, niveles carbonatados y localmente evaporitas.

Desde el punto de vista crono-estratigráfico Besems (1981a) data en el borde de la Meseta la base de la sucesión como Ladiniense (inferior?) y el techo del *Keuper* como Noriense. La unidad dolomítica superior se atribuye al Rhetiense por comparación con la Cordillera Ibérica (Goy y Yebenes, 1977). Marquez-Aliaga *et al.*, (1986) datan el *Muschelkalk* como Ladiniense superior

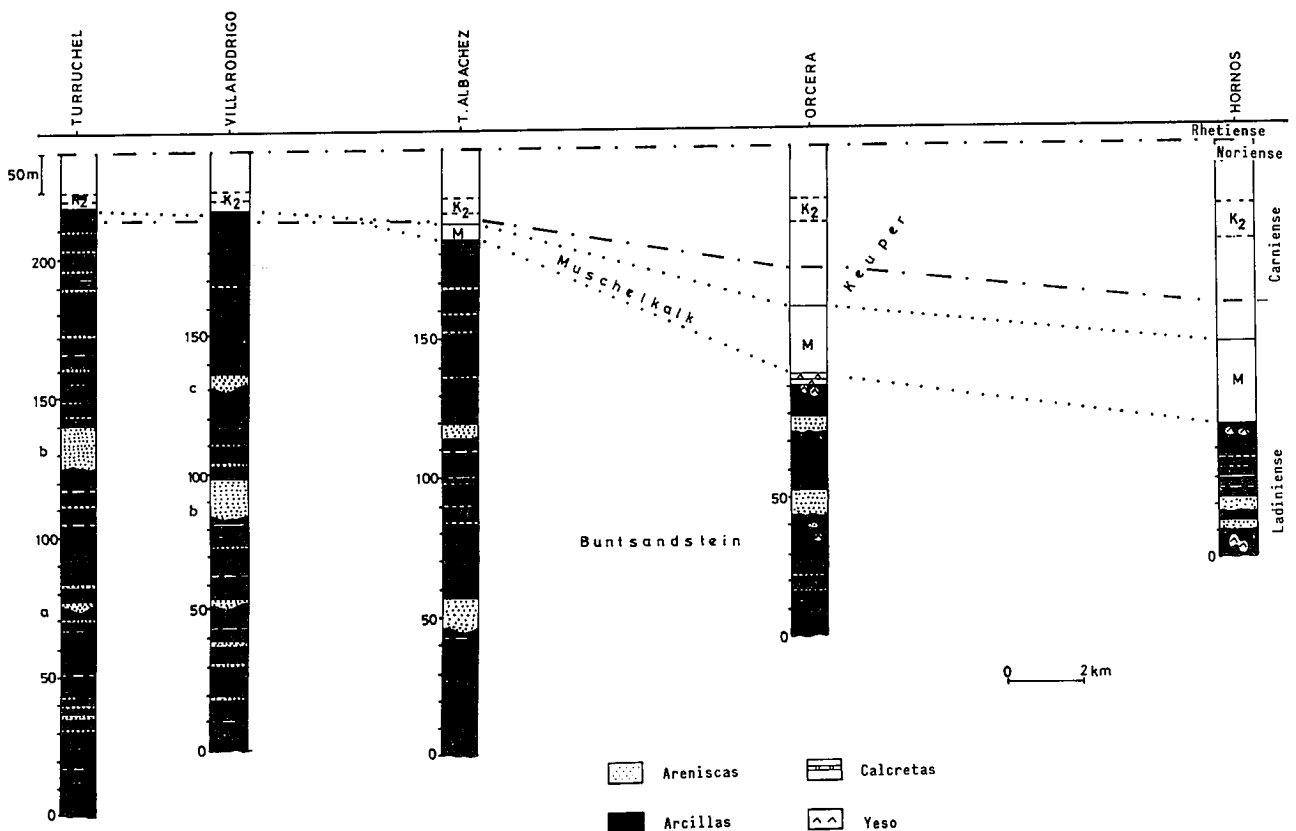


Fig. 2.-Perfiles verticales levantados en las facies Buntsandstein y esquema estratigráfico general de los materiales triásicos, en un sección desde la Meseta hasta la Zona Prebética.

Fig. 2.-Raised vertical profiles in the Buntsandstein facies and overall stratigraphical scheme of Triassic materials, as seen in a cross-section taken from the Iberian Meseta to the Prebetic Zone.

y Sole de Porta (Com. pers.) indica que el Ladiniense abarca hasta por lo menos la base del *Keuper* (mitad de la Unidad K<sub>1</sub> de Orti-Cabo, 1982).

Por tanto la base del *Buntsandstein* es Ladiniense inferior y el techo, claramente heterocrono, Ladiniense superior en el borde de la Meseta y algo más antiguo (Ladiniense sin precisar) hacia la zona Prebética.

#### 4. ANÁLISIS DE FACIES

Lo haremos en sentido de alejamiento de la Meseta.

##### 4.1. *Cobertera Tabular*.

Diferenciaremos las siguientes unidades de muro a techo (Fig.3): Unidad conglomerática basal, Unidad lutítica y Unidad lutítica con bancos de areniscas.

###### 4.1.1. *Unidad Conglomerática Basal*

Se trata de conglomerados de cantos de cuarcita y matriz areno-arcillosa que aparecen en la base de la sucesión triásica. Su potencia es pequeña (inferior a 1 m) y su aparición irregular, por lo que su interpretación genética es difícil. Este tipo de facies y en una posición similar han sido interpretados en los Catalánides (Virgili *et al.*, 1974, Marzo, 1980) como coluviones formados por una intensa etapa de alteración climática responsable de la rubefacción del zócalo.

También en la base de la serie pero en relación con paleorreliques paleozoicos se encuentran localmente conglomerados de similares características pero de mayor potencia (10 m) que han sido interpretados (Fernández, 1977) como depósitos de ríos *braided* o abanicos aluviales.

###### 4.1.2. *Unidad Lutítica*.

Es una unidad predominantemente lutítica, en el seno de la cual hemos diferenciado dos tramos (Fig. 4a), aunque el paso de uno a otro es gradual.

A) *Tramo inferior*.- Es un tramo lutítico de tonos oscuros, grises y verdes, y con abundante materia orgánica.

Está constituido por secuencias elementales, arenisca-lutita-carbonato, cuyo espesor varía desde escala decimétrica a escala métrica, las cuales se integran en una secuencia de orden mayor de espesor creciente a techo (*thickening upward*).

Las areniscas (con tamaño de grano de 177-250 micras) tienen estructura masiva y se presentan en niveles tabulares de unos 15 cm de espesor. Su depósito se relaciona con flujos efímeros y turbulentos. Las lutitas contienen abundante materia orgánica, impregnaciones de azufre y contenido en carbonatos creciente a techo, llegando a formar unas veces nódulos y otras verdaderos niveles. Estas características parecen indicar un ambiente, con áreas más o menos permanentemente subacuadas de tipo lacustre y/o palustre y la presencia de carbonatos hacia el techo podría reflejar condiciones de somerización e iniciación de procesos de precipitación química ligados, probablemente, a una edafización incipiente.

La preservación de las secuencias elementales descritas se enmarca en un complejo *alluvial fan/sandflat/playa lake* en el sentido de Hubert y Hyde (1982) (Fig. 4b). De manera que las areniscas representan el depósito de flujos laminares (*sheet flows*) que dominan la zona de *sand flat* y que eventualmente podrían alcanzar la zona de *playa lake*, dicho depósito relacionado con la deceleración del flujo ocurre de un modo rápido por lo que las areniscas son masivas. Estos mismos flujos laminares con una carga en suspensión muy elevada, depositarían las arcillas en la zona de *playa-lake*.

Cada secuencia elemental de somerización a techo se inicia con la progradación del *sandflat* sobre el *playa lake*. Esta migración de subambientes así como la repetición de las secuencias elementales debía tener un control climático y la secuencia de orden mayor de tipo *thickening upward* implicaría una ligera progradación del sistema.

B) *Tramo superior*.-Consiste en un tramo de lutitas rojas y verdes en las que se intercalan capas de areniscas rojas de espesor casi siempre inferior al metro, con estructuras de pequeña escala, continuidad lateral variable, y niveles de carbonatos de escala centimétrica. (Fig. 4a).

Las areniscas responden a dos tipos morfológicos: 1) capas tabulares, de notable continuidad lateral. 2) cuerpos canaliformes cuya estructura interna predominante es laminación cruzada y/u horizontal y localmente estratificación cruzada. Las lutitas representan el depósito de la carga en suspensión transportada por las mismas corrientes que depositarían las areniscas en los canales o en la zona de *sandflat*. Los carbonatos son paleosuelos de tipo caliche cuyo análisis petrográfico permite reconocer distintos estados de madurez del mismo (Esteban y Klappa, 1983).

Interpretamos este tramo como el depósito de un sistema fluvial de tipo *braided* poco evolucionado desarrollado en el contexto de un complejo *sandflat/braided stream* (Fig.4c), en el que las capas de areniscas con geometría lenticular representan el relleno de canales,

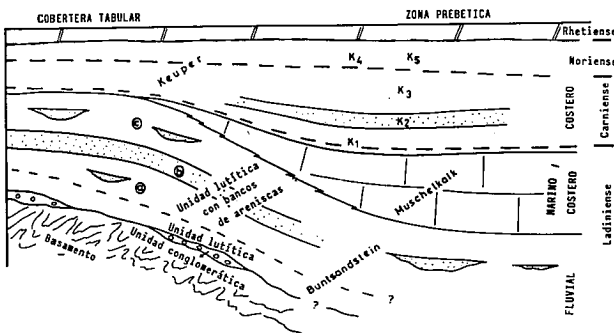


Fig. 3.-Estratigrafía y evolución de facies de los materiales triásicos en la Cobertera Tabular y Zona Prebética.

Fig. 3.-Stratigraphy and facies evolution of the Triassic materials in the Tabular Cover and Prebetic Zone.

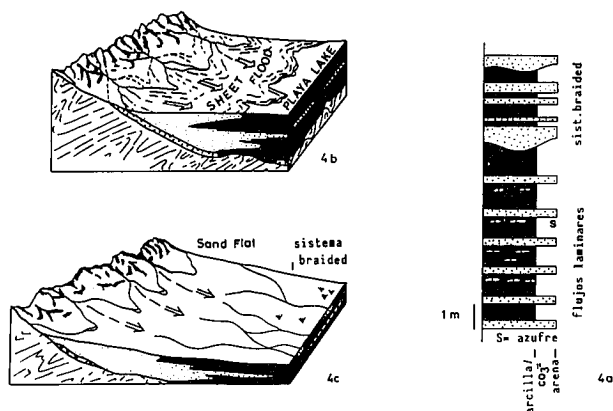


Fig. 4.-Perfil vertical e interpretación sedimentaria de la unidad lutítica.

Fig. 4.-Vertical profile and interpretation of sediments in the Clay Unit.

y las capas tabulares de areniscas, las lutitas y los carbonatos el depósito en la llanura de inundación.

En conjunto el depósito de la unidad lutítica se inscribe en un complejo *alluvial fan/sandflat/playa lake* que evoluciona a *alluvial fan/sandflat/braided stream*. El paso de una situación a otra podría estar relacionado con un cambio en la paleogeografía local y/o en el clima, de modo que al comienzo de la sedimentación triásica las condiciones fueron favorables para el desarrollo de zonas deprimidas encharcadas situadas al final de los sistemas de drenaje de los relieves paleozoicos. El carácter local de los depósitos de *playa lake* descarta el control climático y por tanto considerando el clima arido o semiarido del Trias habría que admitir que al inicio de la sedimentación, con una paleogeografía irregular se pudieran haber desarrollado ambientes de *playa lake* en áreas originalmente deprimidas, relacionadas con la actuación de fracturas tardihercínicas.

4.1.3. Unidad Lutítica con Bancos de Areniscas

En ella se reconocen dos tipos de facies: a) Areniscas en bancos potentes y b) Lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos.

A) *Areniscas en bancos potentes*.- Destacan tres bancos susceptibles de ser cartografiados que denominaremos con las letras a, b y c (Figs. 2 y 5).

Banco "a". Aparece en dos afloramientos de características semejantes (Fig.5). Morfológicamente son cuerpos tipo "ribbon" (Friend, et al., 1979 y Friend 1983) con relación anchura/profundidad igual a 9. Su estructura interna (*climbing ripple lamination* y localmente laminación horizontal y estratificación cruzada) indica que fueron generados en condiciones de baja energía y con abundante carga en suspensión (*mixed-load*, Schumm 1968). Friend et al., (1979) y Stear (1983) interpretan estos cuerpos como el resultado de canalizaciones locales, seguidas de taponamiento final.

Banco "b".- Se caracteriza por presentar morfología tabular, gran continuidad lateral, potencia entre 6 y 20m y frecuentes acuanamientos, que hacen que aflore de modo discontinuo. Su tamaño de grano varía de 125-180 micras lo que de acuerdo con Schumm (1968)

indicaría un canal de tipo "mixed load" o en ocasiones "suspended load". La estructura interna (Fig.6) es bastante compleja y diferente de unos puntos a otros, permitiendo diferenciar tres intervalos de muro a techo:

— Intervalo I.- Masivo, con laminación horizontal de régimen de flujo bajo, estratificación cruzada de angulo bajo y laminación cruzada, con frecuentes láminas de lutitas. Este cortejo de estructuras refleja condiciones de baja energía relacionadas con flujos efimeros presentes en las primeras fases de implantación del canal.

— Intervalo II.- Coincide con la fase principal de relleno del canal, durante la cual la profundidad es mayor, así como la energía y disponibilidad de sedimento permitiendo el desarrollo de morfologías de fondo (*megaripples* y barras) de gran escala. Las fluctuaciones en la descarga quedaron registrados por cicatrices erosivas jalonadas por lutitas en los canales y por *ripples* sobreimpuestos o cicatrices erosivas sobre las barras. Dichas fluctuaciones generan con frecuencia, secuencias elementales positivas de escala decimétrica a métrica constituidas por estratificación cruzada que pasa a laminación cruzada, las cuales se superponen generando una secuencia positiva de mayor escala.

— Intervalo III.- Su estructura interna está representada por laminación horizontal de régimen de flujo bajo, laminación cruzada y estratificación cruzada de mediana escala, organizadas con frecuencia en secuencias elementales positivas de espesor decreciente, que incluyen estratificación cruzada, laminación cruzada y a techo lutitas. El desarrollo de este intervalo coincide con la fase de abandono del canal, cuando este ha cambiado de posición por avulsión y el rasgo topográfico negativo residual se

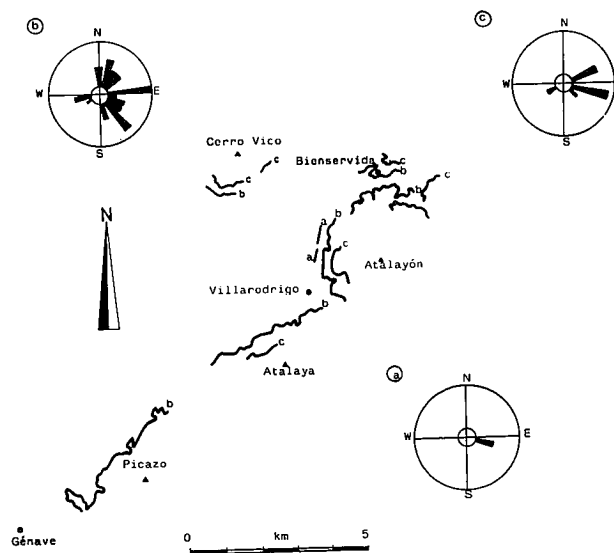


Fig. 5.-Principales bancos de areniscas diferenciados en los materiales del Buntsandstein de la Cobertera Tabular y paleocorrientes obtenidas en los mismos.

Fig. 5.-Main sandstones layers differentiated in the Buntsandstein sediments of the Tabular Cover and paleocurrents from the same.

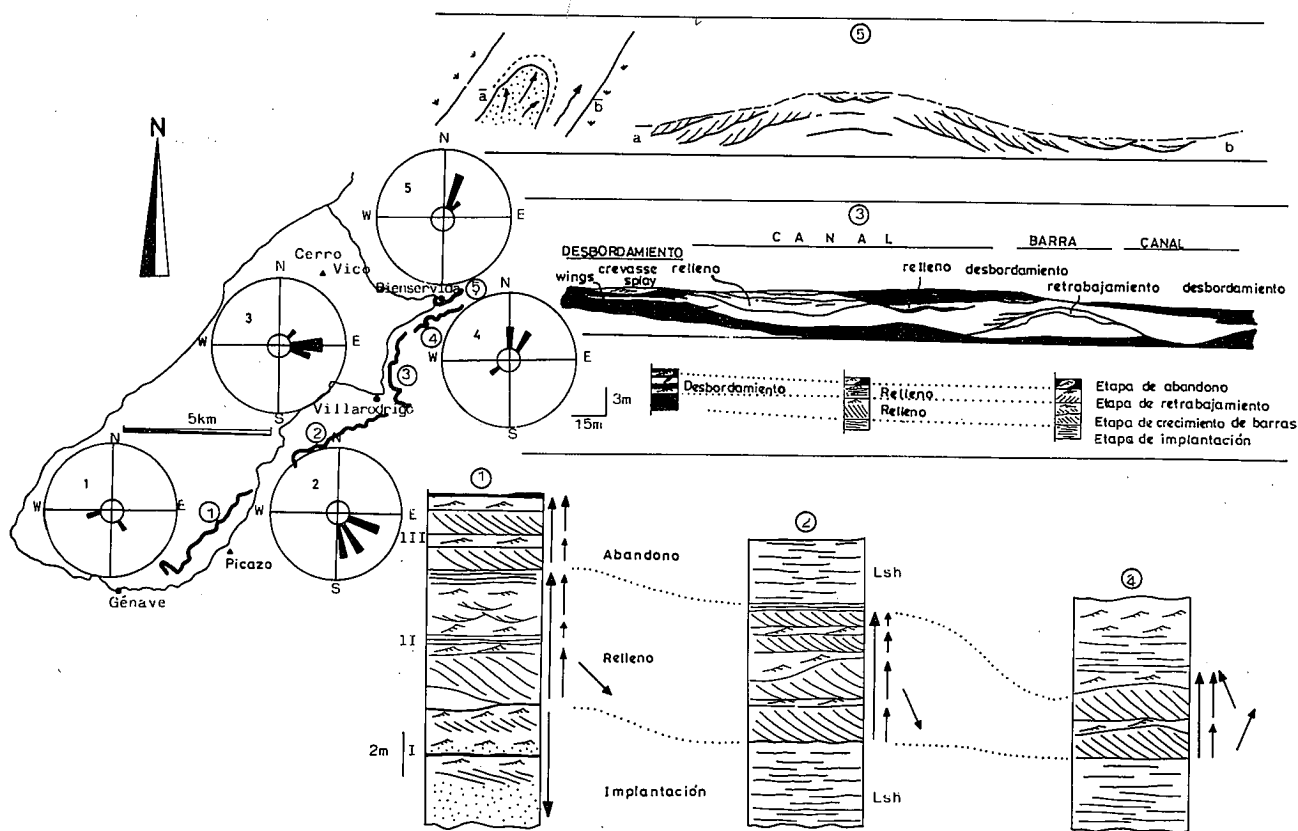


Fig. 6.-Distribución de afloramientos y paleocorrientes del banco b. En los afloramientos 1, 2 y 4 se indican tres intervalos principales, de diferente significado sedimentológico, que se pueden considerar en la construcción del banco. Los afloramientos 3 y 5 tienen especial interés por cuanto se han preservado los elementos morfológicos mayores que gobiernan el relleno de los cauces fluviales.

Fig. 6.- Distribution of outcrops and paleocurrents from bank 'b'. Three main intervals, of different sedimentological significance, are indicated in outcrops 1, 2 and 4, which may be considered in the building of the bank. Outcrops 3 and 5 are of special interest as most significant morphological elements governing the in filling of the fluvial channels have been preserved.

rellena en condiciones de muy baja energía durante las fases de desbordamiento del cauce fluvial.

Especialmente interesantes son los afloramientos 3 y 5 (Fig.6). Se trata en ambos casos de cortes aproximadamente perpendiculares al cauce en los que se pueden observar los principales elementos morfológicos (canales y barras) y su tránsito a la llanura de inundación, así como las facies resultantes de su evolución. En el afloramiento 3 se han preservado de manera excepcional las morfologías; los periodos de alta descarga originaron el desbordamiento de los canales con desarrollo de alas de desbordamiento (*wings*, Friend *et al.*, 1979 y Stear 1983), los periodos de baja descarga quedaron registrados por superficies de retrabajamiento sobre las barras, o cicatrices erosivas jalonadas por lutitas en los canales. En el afloramiento 5 se ha preservado además de la morfología, la estructura interna de una barra y su canal adyacente; la barra fue construida por el apilamiento de *megaripples* (0.5-1m), la dirección de migración (NNE) de la barra y la de los *megaripples* que descendían por los flancos (NNW y NE) son claramente divergentes, el relleno en el canal adyacente ocurrió por apilamiento de *megaripples* de crestas sinuosas; la disminución en el espesor de los

*sets*, hacia el techo de la barra indica la somerización del canal ligada al relleno del mismo. La orientación de las barras y su estructura interna permite asimilarlas a barras transversales (Bluck, 1976; Smith, 1970), equivalentes a los *sandwaves* descritos por Collinson (1970) en el río Tana.

— Integrando la geometría a gran escala, con acúñamientos importantes, las paleocorrientes y el análisis de la estructura interna pensamos que se trata de un sistema mixto anastomosado-trenzado en donde a gran escala se tendría un sistema anastomosado, mientras que cada canal presentaría características típicas de un curso *braided*, con áreas canalizadas y otras de intercanal con desarrollo de barras. Este esquema es similar al modelo actual trenzado-anastomosado descrito en Alberta (Canadá) por Smith y Smith (1980).

Banco "c".- Presenta morfología tipo "*ribbon*". La base es poco erosiva y el techo plano o ligeramente convexo hacia arriba. El tamaño de grano varía entre 125-175 micras (arena fina-muy fina) lo que indicaría un canal fluvial tipo "*mixed load*" (Schumm, 1968). La estructura interna (Fig.7) refleja condiciones de muy baja energía, con predominio de estructuras de peque-

ña escala y desarrollo localizado de barras y otras formas de gran escala (*megaripples*). Considerando la geometría, estructura interna, secuencias y tamaño de grano, interpretamos este banco como depositado en un canal sencillo de baja sinuosidad localmente “*braided*” y con régimen probablemente estacional.

B) *Lutitas, carbonatos y areniscas en bancos finos*. Corresponden al depósito en la llanura de inundación. Las areniscas se presentan en bancos de espesor inferior al metro, su estructura interna muestra un predominio casi absoluto de las estructuras de pequeña escala organizándose en secuencias de energía decreciente tanto hacia el techo como en sentido de alejamiento a los canales; la relación lateral con estos permite interpretarlas como depósitos de “*sheetflood*” ligados a etapas de desbordamiento de los mismos, representando las lutitas el depósito de la carga en suspensión. Los carbonatos son de tipo edáfico y en algunos casos se han podido diferenciar cuatro horizontes (Fig.8) que reflejan diferentes grados de evolución del caliche (Esteban y Klappa, 1983):

- a) Niveles de arenisca o limo cementados en mayor o menor proporción por carbonatos. Se sitúan a la base de la secuencia y representa un horizonte “*transicional-chalky*”.
- b) Esparitas y microesparitas, con tamaños gruesos y tendencias al idiomorfismo. Se reconoce una textura alveolar típica de rizolitos y moldes de raíces (Klappa, 1980) formadas por microesparita rodeada por *coatings* arcillosos-ferrosos. En zonas intrasparíticas puede haber micrita con intraclastos en textura *floating*. Corresponden al horizonte “*nodular*” transición al “*platy caliche*”.
- c) Micritas más o menos uniformes sin laminaciones y que pueden contener localmente intraclastos corroídos o estructuras de bioturbación por raíces. Horizonte “*platy*”.
- d) Micritas, con *pelets* fecales calcificados, dando texturas “*clotted*”. Horizonte transicional de “*hardpan*”, pero sin que este se haya desarrollado más que incipientemente, dada la ausencia de pisolitos, cantos negros y otros rasgos característicos de dicho horizonte.

De acuerdo con Leeder (1975) la velocidad de acreción en la llanura debió ser muy lenta, para permitir el desarrollo de los diferentes horizontes de madurez en el caliche.

#### 4.2. Zona Prebética

En la zona Prebética el *Buntsandstein* aparece en una sucesión enteramente continental constituida por una alternancia de lutitas, areniscas y carbonatos. La base no aflora y la potencia observable es notablemente menor que en el borde de la Meseta con el que se presenta en continuidad lateral, no obstante conviene insistir en que es en este área de la Zona Prebética la única en el ámbito de las Zonas Externas donde se puede hablar con seguridad de materiales de facies *Bunt-*

*sandstein*. Hacia el techo evolucionan a materiales carbonatado-evaporíticos de facies *Muschelkalk*.

Las lutitas, los carbonatos y las areniscas en bancos finos, muestran idénticas características que en el borde de la Meseta y por tanto el mismo significado ambiental. Los bancos de areniscas potentes aparecen en afloramientos de escala reducida y con características algo diferentes. La figura 8 muestra la estructura interna en dos afloramientos que han podido ser estudiados. Su depósito debió ocurrir en un canal fluvial y su estructura interna permite diferenciar tres intervalos. El intervalo I, de laminación horizontal de régimen de flujo bajo, se relaciona con flujos efímeros poco canalizados desarrollados en las primeras etapas de implantación del canal. El intervalo II de estratificación y laminación cruzada, corresponde a un momento de flujo canalizado con mayor profundidad y desarrollo de barras con superficies de avalancha bien desarrolladas, las cuales serían retrabajadas por *ripples* que migrarían oblicuos a las barras en momentos de baja descarga. También coincidiendo con el descenso de la descarga y cuando las barras son bastante altas se desarrollan pequeñas depresiones de erosión, aproximadamente, paralelas al eje de la barra. El intervalo III, de laminación horizontal de régimen de flujo bajo y laminación cruzada, corresponde al relleno del canal abandonado una vez se ha producido el cambio de posición de este por avulsión. El afloramiento representado en la figura 8b se sitúa en posición distal respecto del 8a, su estructura interna permite reconocer los tres intervalos indicados, y quizás el rasgo distintivo sea el desarrollo incipiente de barras y de facies heterolíticas caracterizadas por alternancia de láminas de arena y otras de arcilla con materia orgánica; todo ello es indicativo de condiciones de baja energía con alternancia de procesos tractivos y de decantación. El conjunto se podría visualizar como un sistema fluvial de carácter muy distal.

#### 5. EVOLUCIÓN GENERAL DEL AMBIENTE. FACTORES DE CONTROL

En las áreas donde se observa la base de la sucesión triásica (áreas próximas al continente, borde de Meseta), la sedimentación se inicia hacia el Ladinense inferior con depósito discontinuo de conglomerados poco potentes relacionados con pequeños abanicos o cursos fluviales, probablemente, fuertemente influenciados por la paleogeografía local. En algunos puntos más alejados de relieves y probablemente en relación con la actuación de fracturas tradihercínicas pudieron desarrollarse zonas deprimidas en las que se formarían ambientes tipo “*playa lake*” a los que convergerían los flujos efímeros que drenaban el continente. Así el inicio de la sedimentación podría, al menos localmente, enmarcarse en un contexto *alluvial fan/sandflat/playa lake* (Fig.9).

El depósito de la unidad conglomerática y la unidad lutítica conllevó un cambio paleogeográfico consistente en una homogenización de relieves. Así pudo



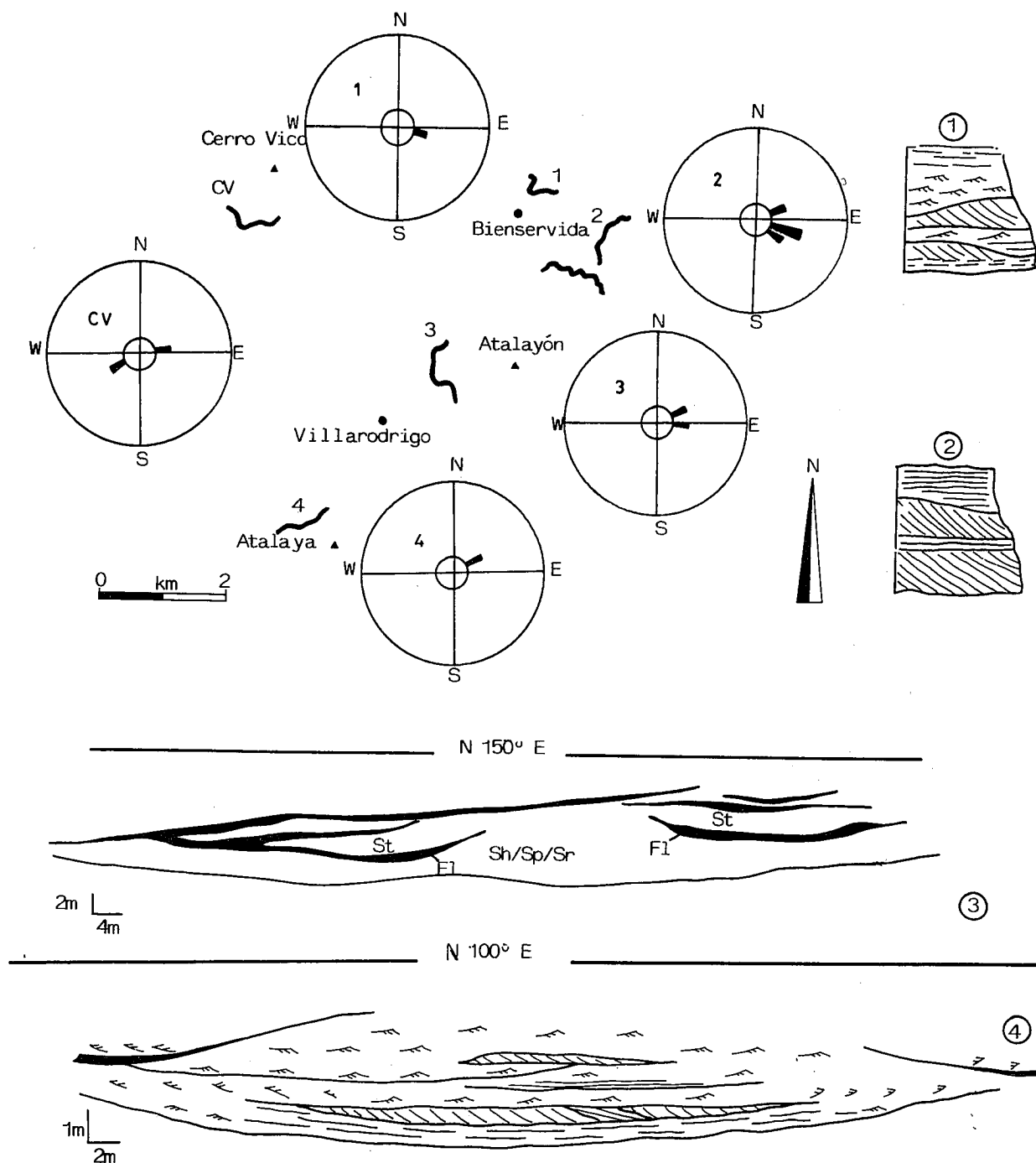


Fig. 7.-Afloramientos reconocidos en el banco c. Su estructura interna y paleocorrientes. La morfología de los cuerpos es de tipo "ribbons" y la estructura interna, unido a la frecuente presencia de láminas de arcilla (Fl) son indicativas de condiciones de muy baja energía.

Fig. 7.-Bank "c" outcrops: Internal structure and paleocurrents. The morphology of the ribbon-type and the internal structure, together with of the frequent occurrence of clay laminae (Fl) are indicative of very low-energy conditions.

establecerse una red fluvial bastante inmadura con cauces poco incisivos y flujos efímeros de tipo *flashy* relacionados con lluvias periódicas frecuentes en climas áridos o semiáridos. El resultado son cuerpos de arenas de tipo "ribbons" embebidos en lutitas de llanura de inundación.

Posteriormente se produce el asentamiento de canales de mayor importancia con sedimentación de arenas en un medio dominado por lutitas. El modelo pro-

puesto para el "banco b" (Fig. 9) es semejante al actual Cooper's Creek, en Australia Central (Rust y Legun, 1983); esto es, un modelo anastomosado que individualmente funciona como trenzado, dando cuerpos tabulares multiconstruidos, que reflejan las diferentes fases evolutivas de los canales. Llegado un determinado nivel de relleno del canal este cambia de posición por avulsión (Stear, 1983; Rust y Legun, 1983).

Tras el depósito del "banco b" se restablece un sis-

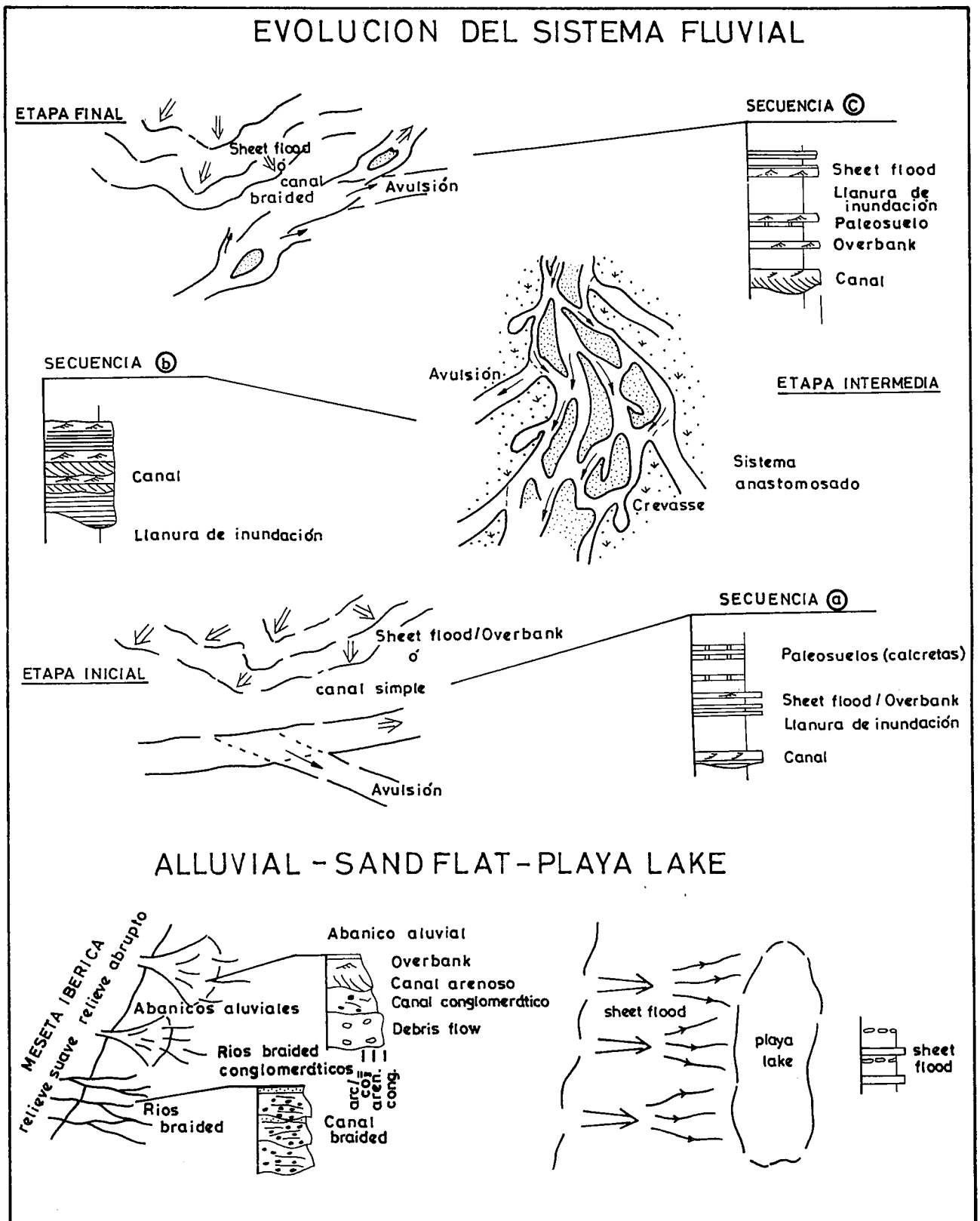


Fig. 9.-Diferentes ambientes y subambientes sedimentarios diferenciados en los materiales de facies *Buntsandstein*.  
 Fig. 9.-Different sedimentary environments and sub-environments distinguished in the *Buntsandstein* facies materials.

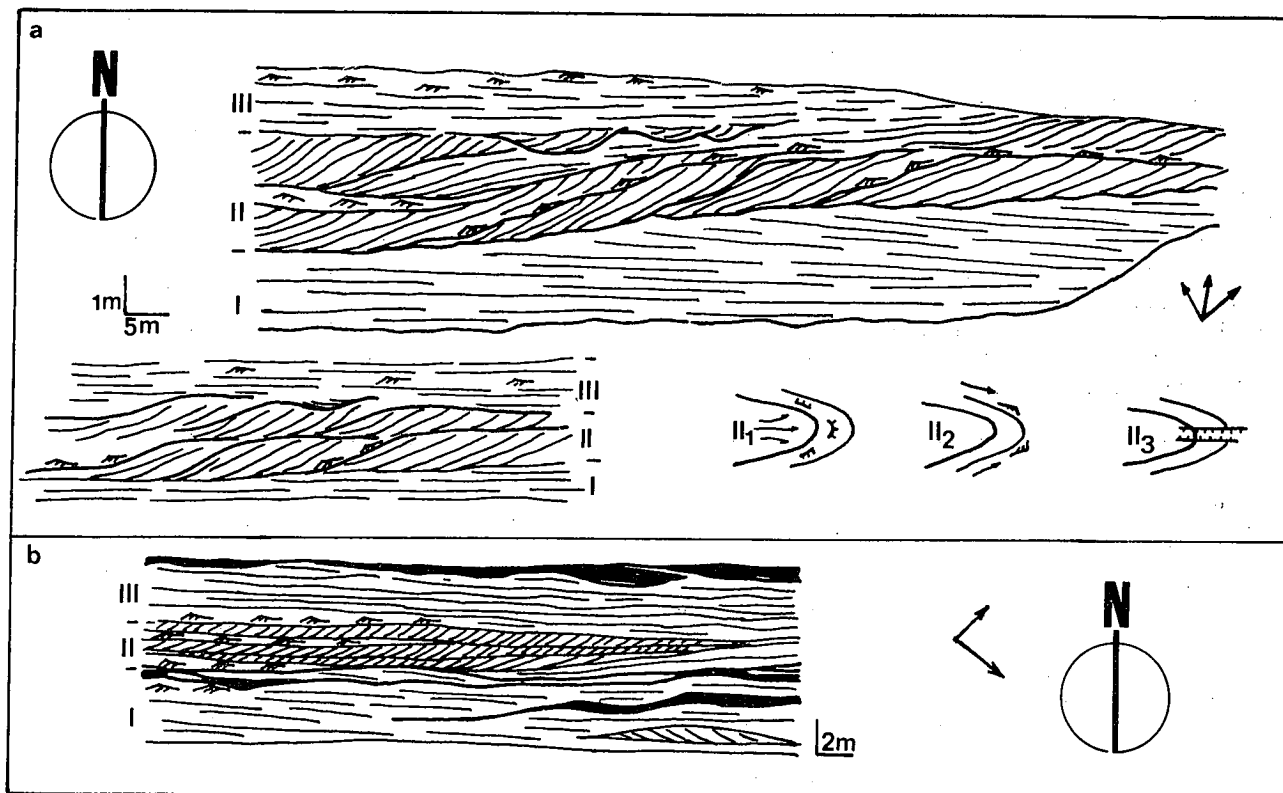


Fig. 8.-Estructura interna de dos afloramientos de areniscas en la Zona Prebética. En ambos casos se reconocen tres intervalos equivalentes a los del banco b. En el intervalo II se reconoce en el afloramiento "a" un buen ejemplo de desarrollo y migración de barras. II<sub>1</sub>, barra en condiciones de alta descarga con megaripples que descienden por el *lee side*. II<sub>2</sub>, baja descarga con desarrollo de *ripples* de pequeña escala y II<sub>3</sub>, depresión axial originada por erosión en la parte alta de la barra en relación con un momento de caída del flujo. El afloramiento "b" muestra una estructura interna que refleja condiciones de muy baja energía.

Fig. 8.-Internal structure of two sandstones outcrops in the Prebetic Zone. Three intervals, equivalent to those present in the bank "b", are distinguished in both cases. In the interval II, we can recognised, in the outcrop "a" —a magnificent example of bar development and migration. II<sub>1</sub>, a bar in high-discharge conditions with megaripples descending along the lee side. II<sub>2</sub>, low discharge with the development of small scale ripples, and II<sub>3</sub>, axial depression originated by erosion in the upper part of the bar when the discharge begun to decrease. Inner structure of the outcrop "b" reflects very low energy conditions.

tema fluvial de características semejantes al que existía, caracterizado por flujos efímeros con desarrollo de cuerpos arenosos tipo "ribbons". El establecimiento del sistema fluvial responsable del depósito del "banco b" en el contexto ambiental expuesto para el conjunto de los materiales del *Buntsandstein*, se podría visualizar considerando que el depósito de estos materiales hubiera ocurrido con nivel del mar en ascenso que culminaría con la transgresión que originó el depósito de los carbonatos de facies *Muschelkalk*. Esta situación de nivel del mar en ascenso fué la responsable de la elevada tasa de sedimentación lutítica sobre la llanura aluvial con frecuente taponamiento de los canales y cambio de posición por avulsión de los mismos. Una parada o ra-

lentización de la elevación del nivel del mar permitió el establecimiento temporal sobre la llanura aluvial de un sistema fluvial más estable con varios canales tipo *braided* separados por islas lutíticas.

Finalmente hacia áreas más distales (Zona Prebética) el depósito debió producirse en un ambiente fluvial de carácter muy distal.

#### AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del proyecto PB85-0385 de la CAICYT.

#### BIBLIOGRAFÍA

Besems, R.E. (1981a): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcazar region (SE Spain) and correlation with palynological assembla-

ges from the Iberian Peninsula. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32: 257-273.

Besems, R.E. (1981b): Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 2. Preliminary palynological data from the

- Hornos-Siles formation of the Prebetic Zone, NE province of Jaén (Southeastern Spain). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32: 389-400.
- Bluck, B.J. (1976): Sedimentation in some Scottish Rivers of Low Sinuosity. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 70: 181-221.
- Bourgeois, J. (1980): De l'origine ultra-bétique des Malaguides (Zones Internes, Espagne). *Geol. Romana.*, 19: 152-170.
- Busson, G. (1988): Le Trias comme période salifère. *Geol. Rundschau*, 71: 857-880.
- Collinson, J.D. (1970): Bedforms of the Tana River, Noway. *Geogr. Ann. Ser. A.*, 52: 31-56.
- Curnelle, R. (1983): Evolution structuro-sédimentaire du Trias et de l'Infra-Lias d'Aquitain. *Bull. Centr. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 7: 69-99.
- Dabrio, C.J. y Fernández, J. (1986): Evolución del estilo aluvial en el Triásico de Alcaraz (Albacete). *Cuad. Geol. Iberica*, 10: 173-206.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): Subaerial Exposure Environment. In: *Carbonate depositional environments* (P.A. Scholle, D.G. Bubout y C.H. Moore, Eds.), Amer. Assoc. Petrol. Geol., Mem. 33: 1-54.
- Fernández, J. (1977): *Sedimentación triásica en el borde SE de la Meseta*. Tesis Univ. Granada, 173p.
- Fernández, J. y Dabrio, C.J. (1985): Fluvial architecture of the Buntsandstein-facies red beds in the Middle to Upper Triassic (Ladinian-Norian) of the southeastern edge of the Iberian Meseta (Southern Spain). In: *Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe* (D. Mader, Ed.). Lectures Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, 4: 411-435.
- Fontboté, J.M. (1970): Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 71-78.
- Forney, G.G. (1975): Permo-Triassic sea level changes. *Jour. Geol.*, 83: 773-779.
- Freeman, T. (1972): Sedimentology and dolomitisation of Muschelkalk Carbonates (Triassic). Iberian Range, Spain. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 56: 434-453.
- Friend, P.F. (1983): Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson and J. Lewin, Eds.). Spec. Pub. Inter. Assoc. Sediment., 6: 345-354.
- Friend, P.F., Slater, M.J. y Williams, R.C. (1979): Vertical and lateral building of river sandstone bodies, Ebro Basin, Spain. *Jour. Geol. Soc. London*, 136: 39-46.
- García-Hernández, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1976): Características ambientales del Lías inferior y medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la cordillera. In: *Reunión sobre la Geodinámica de la Cordillera Bética y Mar de Alborán*. Secr. Publ. Univ. Granada, 125-157.
- Gil, A., Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1987): Evolución de facies en el Trias de la Zona Prebética y Borde de la Meseta. Transversal Orcera-Puente Génave (Prov. de Jaén). *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 403-420.
- Goy, A. y Yébenes, A. (1977): Características, extensión y edad de la formación dolomias tableadas de Imón. *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 375-385.
- Hubert, J.F. y Hyde, M.G. (1982): Sheet flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sand flat-playa system: Upper Triassic Blomidon redbeds, St. Mary's Bay, Nova Scotia. *Sedimentology*, 29: 457-474.
- Klappa, C.H. (1980): Rizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613-629.
- Leeder, M.R. (1975): Pedogenic carbonate and flood sediment accretion rates. *Geol. Mag.*, 112: 257-270.
- López-Garrido, A.C. (1971): *Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén*. Tesis Univ. Granada, 317p.
- Marquez-Aliaga, A., Hirsch, F. y López-Garrido, A.C. (1986): Middle Triassic bivalves from the Hornos-Siles Formation (Sephardic Province). *N.Jb. Geol. Paléont. Abh.*, 173: 201-227.
- Marzo, M. (1980): *El Buntsandstein de los Catalánides; Estratigrafía y procesos de sedimentación*. Tesis Univ. Barcelona, 317p.
- Orti-Cabo, F. (1982): Sur les conditions de dépôt, la diagénese et la structure des évaporites triassiques dans l'Est de l'Espagne. *Sci. Terre*, 25: 179-199.
- Ruiz Ortiz, P. (1983): A carbonate submarine fan in a fault-controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, 30: 33-48.
- Rust, B.R. y Legun, A.S. (1983): Modern anastomosing-fluvial deposits in arid Central Australia and a Carboniferous analogue in New Brunswick, Canada. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson and J. Lewin, Eds.). Spec. Pub. Inter. Assoc. Sediment., 6: 385-392.
- Schopt, T.J.M. (1974): Permo-Triassic Extinctions: relations to seafloor spreading. *Jour. Geol.*, 82: 129-143.
- Schumm, S.A. (1968): Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 79: 1573-1588.
- Smith, N.D. (1970): The braided streams depositional environments. Comparison of the Platte River with some silurian clastic rocks, North-Cent. Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81: 2993-3014.
- Smith, D.G. y Smith, N.D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banft, Alberta. *Jour. Sediment. Petrol.*, 50: 157-164.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernández, S. (1983): El Triásico. En: *Geología de España* (Libro Jubilar J.M. Ríos). I.G.M.E., 2: 47-62.
- Stear, W.M. (1983): Morphological characteristics of ephemeral stream channel and overbank splay sandstone bodies in the Permian Lower Beaufort Group, Karoo Basin, South Africa. In: *Modern and Ancient Fluvial System* (J.D. Collinson and J. Lewin, Eds.). Spec. Pub. Inter. Assoc. Sediment., 6: 405-420.
- Virgili, C., Paquet, M. y Millot, G. (1974): Alterations du sous-bassement de la couverture permo-triassique en Espagne. *Bull. Groupe Franc. Argiles*, XXVI: 277-285.
- Ziegler, P.A. (1982): Triassic rifts and facies patterns in western and Central Europe. *Geol. Rundschau*, 71: 747-772.

Recibido 18 de diciembre de 1988  
Aceptado 27 de febrero de 1989