

EVOLUCION DE FACIES EN EL TRIAS DE LA ZONA PREBETICA
Y BORDE DE LA MESETA TRANSVERSAL
ORCERA-PUENTE GENAVE (Prov. Jaén)

POR

A. GIL *, J. FERNÁNDEZ * y A. C. LÓPEZ-GARRIDO **

RESUMEN

En este trabajo se establece la evolución de facies para los materiales triásicos desde la Zona Prebética hasta la Meseta. En la Zona Prebética se han reconocido un miembro terrígeno inferior, un miembro carbonatado con intercalaciones terrígenas medio y un miembro lutítico-evaporítico superior, mientras que en el borde de la Meseta faltan las facies carbonatadas y la sucesión estratigráfica es predominantemente terrígena y de color rojo («red beds»).

Dada la escasez de jalones estratigráficos se ha elegido como zona de estudio (fig. 1) aquella donde aflora el área de transición. Se han establecido tres series tipo correspondientes a la Zona Prebética, zona de transición y borde de la Meseta (fig. 2), y se han correlacionado a partir de los datos bioestratigráficos disponibles y de los de campo (especialmente cartografía de facies y mapas de líneas de capa). En este sentido se han reconocido las unidades definidas por ORTI CABO para el Keuper de Valencia, siendo de especial utilidad, dada su gran continuidad, las unidades K₂ (Areniscas de Manuel) y D (dolomías de Imón), figura 3.

Desde el punto de vista del análisis de facies sedimentarias (fig. 4), la sedimentación comienza con características uniformes en un ambiente fluvial con red poco encajada y predominio de las facies de llanura de inundación. Continúa con la implantación de un sistema

* Departamento de Estratigrafía, Universidad de Granada, Granada.

** Instituto Andaluz de Geología Mediterránea, Centro Mixto C. S. I. C., Universidad de Granada.

de canales fluviales de tipo «braided» que hacia ESE muestran facies más distales con posible influencia costera. Mientras en el borde de la Meseta continúa la sedimentación fluvial (unidad B), en la Zona Prebética se implantó una llanura costera con sedimentación lutítica y desarrollo de «sabkhas» primero y una sedimentación carbonatada en ambiente submareal después. Tras el depósito de los carbonatos epicontinentales de facies «Muschelkalk», una pequeña regresión devuelve a esta zona su carácter de llanura costera con sedimentación lutítico-evaporítica; al mismo tiempo en el borde de la Meseta continúa un régimen de sedimentación fluvial con predominio de facies de llanura de inundación. A partir de este momento la sedimentación se uniformiza con el depósito en un ambiente fluvio-costero, de un banco de características similares en toda la región (Areniscas de Manuel). Las unidades suprayacentes indican una tendencia transgresiva con desarrollo de «sebkhas» y evaporitas subacuosas. Termina la sedimentación con el depósito de las dolomías equivalentes a la Formación de Imón en un ambiente mareal carbonatado en toda la región.

Finalmente los datos bioestratigráficos disponibles ponen de manifiesto que la sedimentación se inicia en el Ladiniense inferior, si bien en la Zona Prebética no aflora la base y, por consiguiente, se desconoce si hay materiales más antiguos, y termina en el Noriense. Las dolomías (formación de Imón) atribuidas al Retiense no han sido datadas por el momento.

ABSTRACT

In this paper we have determined the evolution of the facies of the triassic materials from the Prebetic to the Meseta zones. In the Prebetic zone we have identified a lower terrigenous member, a middle carbonate member with terrigenous intercalations and an upper lutitic-evaporitic member. At the edge of the Meseta the carbonate facies are missing and the stratigraphic section is predominantly red-coloured terrigenous (red beds).

Given the scarcity of stratigraphic levels we have chosen to study the zone where the transition area is clearly exposed (fig. 1). We have identified three characteristic series, corresponding to the Prebetic, the Transition, and the Meseta edge zones (fig. 2), all of which have been correlated by means of the available biostratigraphic data and work in the field, in particular cartography of the facies and charts of the layer lines. In this way we have been able to identify the units recognised by ORTI in the Keuper facies in the east of Spain, of especial interest are the units, K₂ (Arenisca de Manuel) and D (Dolomías de Imón) (fig 3) because of their extensive continuity.

As can be seen in fig 4 the lower sedimentary facies are uniform in character, predominantly of flood-plain deposition, showing a fluvial environment with hardly any incisive channeling. The sedimentation continues with a braided fluvial system, which, towards the E-SE, shows channel facies of a more distal character with a possible coastal influence.

While the sedimentation at the Meseta edge continues to be fluvial in type (B₁), in the Prebetic zone a coastal plain with lutitic sedimentation takes its place, with the development first of sabkhas and later carbonate sedimentation in a sub-tidal environment.

After the deposition of the epicontinental carbonates of Muschelkalk facies, a short marine regression results in a return to a coastal plain environment in this area with lutitic-evaporitic sedimentation. At the same time the Meseta zone continues with its regime of fluvial sedimentation with predominantly flood-plain deposits.

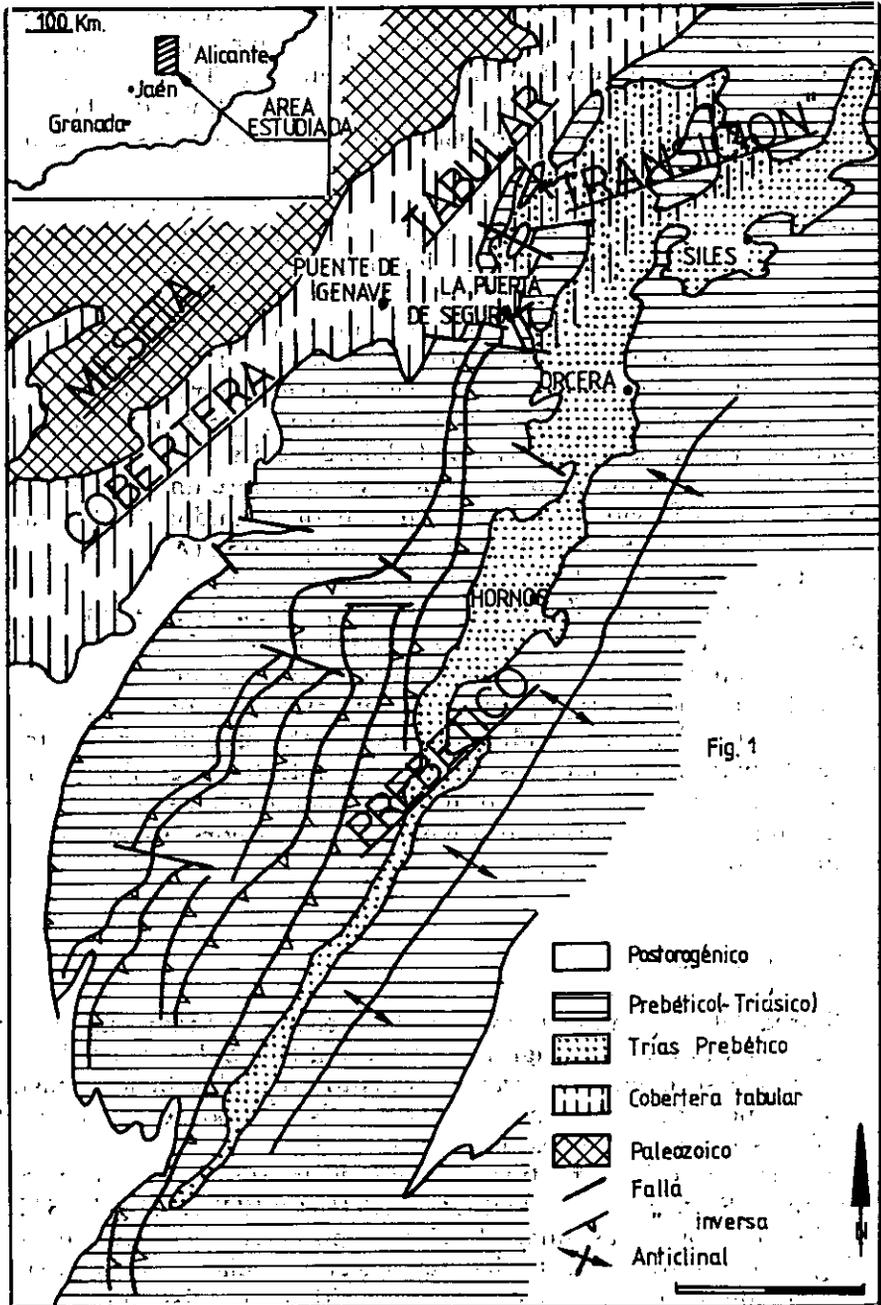
Hence forwards the sedimentation becomes more uniform with the deposition in a fluvio-coastal environment of a sandbank of a fairly uniform character throughout the areas in question (Arenisca de Manuel). The surrounding higher units indicate a transgressive tendency with the development of sebkhass and evaporites. The sedimentation concludes with the dolomites deposits, equivalent to Imon Formation, in a carbonate tidal environment throughout the region.

Finally the biostratigraphic data available show that the sedimentation began in the Lower Ladinian, although the base does not outcrop in the Prebetic zone and thus it is impossible to determine if these are older materials and finished in the Norian. We have not yet dated, the dolomites (Imon formation) which other authors elsewhere have attributed to the Rhetian period.

1. INTRODUCCION

El área del presente trabajo, situada al NE de la Provincia de Jaén, tiene un gran interés estratigráfico, debido al hecho de que es el único punto donde se puede observar el tránsito entre dos facies triásicas bien diferenciadas: las capas rojas (red-beds) del borde de la Meseta y las facies epicontinentales de la Zona Prebética.

El Triásico de la Cobertura Tabular de la Meseta, o «Formación Chiclana de Segura» (sensu LOPEZ-GARRIDO y RODRIGUEZ-ESTRELLA, 1970), se puede asimilar al primer tipo de facies y presenta una litología casi uniformemente detrítica excepto hacia sus tramos superiores, donde adquiere un carácter evaporítico, no existiendo intercalaciones carbonatadas de tipo marino.



El Triásico de la Zona Prebética es principalmente detrítico, pero con intercalaciones evaporíticas y carbonatadas marinas. Esta secuencia triásica ha sido definida como «Formación Hornos-Siles» por LOPEZ-GARRIDO (1971).

Ambas formaciones conectan entre sí en varios puntos en el área de este estudio (fig. 1), donde se puede comprobar que el paso de una a otra es progresivo dando un tránsito gradual con recurrencias, de modo que se puede hablar de zona de cambio de facies y no de contacto por cambio de facies (LOPEZ-GARRIDO, 1971).

El objetivo del presente trabajo pretende, principalmente, establecer la correlación entre ambas formaciones y analizar cómo se produce el tránsito de una a otra, a partir de los datos cronoestratigráficos y sedimentológicos.

2. ESTRATIGRAFIA

Del estudio detallado de diversas columnas estratigráficas se han podido establecer unas series-tipo representativas para cada facies triásicas, así como otra serie-tipo para una zona que hemos denominado «de transición», en la cual concurren aspectos litológicos de ambas facies.

2.1. SERIE-TIPO DEL TRIÁSICO DE LA COBERTERA TABULAR (fig. 2)

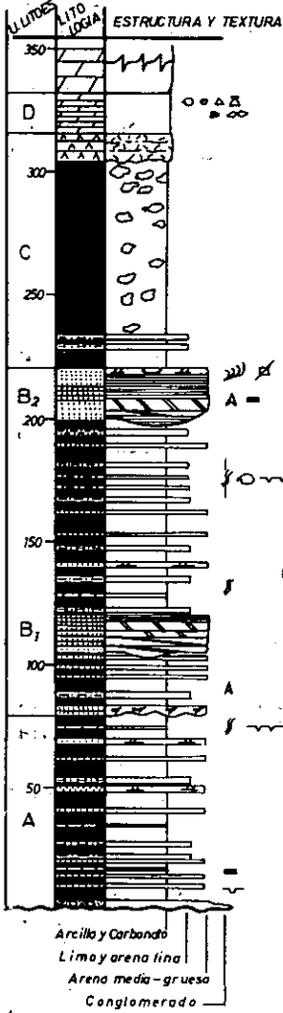
Se ha extraído a partir de las series de Puente-Génave, Villarrodrigo (FERNANDEZ, 1977) y Torres de Albánchez.

La sucesión se apoya discontinuamente sobre un paleorrelieve Paleozoico. Es difícil establecer una serie-tipo válida a nivel regional, debido a los numerosos cambios de facies; no obstante, se han podido identificar cuatro tramos litológicos bien definidos, con una potencia total media de 315 m:

— Unidad A: Tramo basal predominantemente lutítico, que puede comenzar con un episodio conglomerático con espesores no superiores al metro. La base posee unos tonos abigarrados oscuros, pasando hacia arriba a colores rojos predominantes. Existen intercalaciones de areniscas, siempre de poca potencia, y delgados niveles carbonatados y

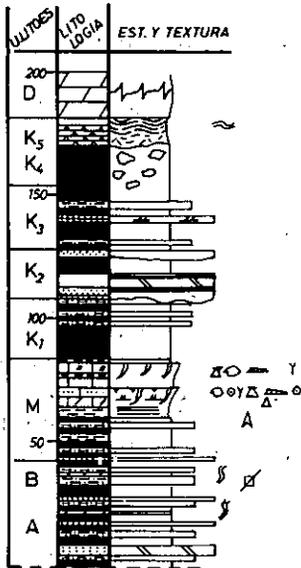
FIG. 1.—Localización geográfica y geológica del área de estudio.
Geographic and geological location of the area under study.

COBERTERA TABULAR

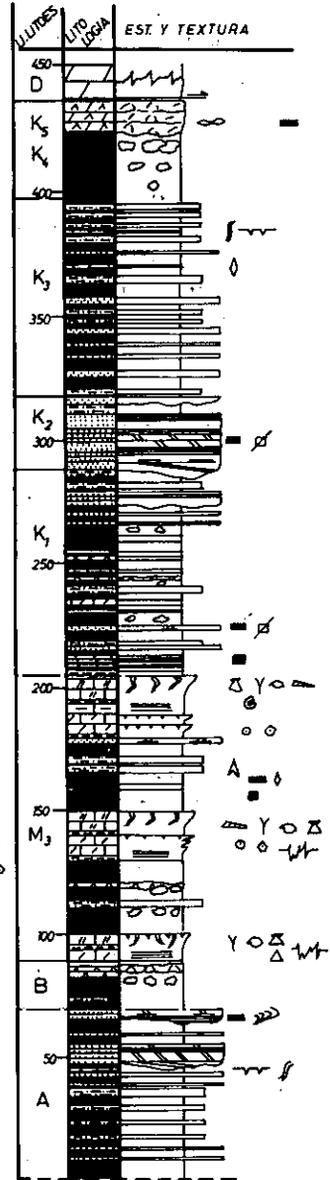


- | | | | |
|-----|------|------|------|
| 1-△ | 8-☆ | 15-○ | 22-Y |
| 2-○ | 9-∞ | 16-} | 23-π |
| 3-■ | 10-⊙ | 17-○ | |
| 4-■ | 11-△ | 18-+ | |
| 5-⊠ | 12-∞ | 19-∞ | |
| 6-△ | 13-● | 20-π | |
| 7-◇ | 14-∞ | 21-∞ | |

SERIE DE TRANSICION



PREBETICO



nódulos de evaporitas. La potencia del tramo es variable, oscilando entre 70 y 90 m. (máximo de 125 m. en Puente Génave).

— Unidad B: Tramo intermedio, con niveles de areniscas que forman verdaderos bancos de hasta 20 m. de potencia, con morfologías irregulares en general, y que se intercalan entre lutitas de coloración roja predominante (verde minoritaria). Hay delgados niveles carbonatados. La potencia total del tramo oscila entre 120 m. y 160 m.

Esta unidad puede dividirse en dos subtramos:

B₁: Subtramo inferior, que compone la casi totalidad del volumen de la unidad, en la cual la posición y número de bancos de areniscas es variable.

B₂(K₂): Subtramo superior, constituido invariablemente por un paquete de areniscas y arenas blanco-amarillentas de grano fino, con abundante óxido de hierro, yeso y carbonatos en nódulos y cementos. El espesor varía entre 12 y 20 m.

— Unidad C: (K₃+K₄+K₅). Tramos superior lutítico evaporítico, de potencia entre 50 y 95 m., que comienza con un episodio arcilloso, con pasadas limosas o arenosas; intercala hacia arriba nódulos de yeso y culmina en un episodio de sulfatos laminados con arcillas y/o carbonatos en niveles delgados a veces, si bien este paquete no aparece siempre en superficie, quizá por lixiviación intensa.

— Unidad D: Dolomías blanco-grisáceas tableadas, recristalizadas y a veces laminadas. Marcan el tránsito al Lías inferior y su edad triásica es dudosa, sólo deducible a partir de semejanzas litológicas y de posición con las «Dolomías de Imón» (GOY y YEBENES, 1977). Potencia: 16 m.

FIG. 2.—Series estratigráficas tipo para los materiales triásicos de la Zona Prebética, borde de la Meseta y zona de transición.—1. Intraclastos.—2. Oolitos.—3. Restos carbonosos.—4. Carbón azabache.—5. Limonita.—6. Yeso.—7. Dolomita.—8. Glauconita.—9. Textura fenestral.—10. Ammonites.—11. Lamelibranchios.—12. Gasterópodos.—13. Microfauna bentónica.—14. Algas.—15. Ostrácodos.—16. Filamentos.—17. Crinoides.—18. Estilolitos.—19. Estratificación cruzada deformada.—20. Grietas de desecación.—21. Estructura de carga.—22. Thalasinoides.—23. Bioturbación.

Stratigraphical series (characteristic) of the triassic materials of the Prebetic, Transition and Meseta edge zones.—1. Intraclasts.—2. Oolites.—3. Coal debris.—4. Jet coal.—5. Limonite.—6. Gypsum.—7. Dolomite.—8. Glauconite.—9. Bird's eye.—10. Ammonite.—11. Lamelibranchs.—12. Gastropods.—13. Bentonitic microfauna.—14. Algae.—15. Ostracodes.—16. Filaments.—17. Crinoids.—18. Stylolite.—19. Deformed cross-bedding.—20. Mud cracks.—21. Load casts.—22. Thalassinoides.—23. Bioturbation.

2.2. SERIE-TIPO DEL TRIÁSICO DE LA ZONA PREBÉTICA (fig. 2)

Serie resumen de las columnas de Hornos, Orcera y Siles. La base no está expuesta y el techo aparece siempre tectonizado en mayor o menor grado. Se identifican, de base a techo, las siguientes unidades:

— Unidad A: Predominantemente constituida por arenás y areniscas, en paquetes de espesor variable, y lutitas, dando una coloración roja y, en menor proporción, verde. Hay delgados niveles carbonatados. La potencia es de 70 m. (mínima):

— Unidad B: Arcillas predominantemente rojas con nódulos y láminas de sulfatos a techo. Potencia: 15-25 m.

— Unidad M₃: Tres intercalaciones carbonatadas de potencias respectivas, de base a techo, de 8-10 m.; 20 m. y 25-28 m., separados por paquetes lutítico-evaporíticos y, en menor proporción, arenosos. Los bancos carbonatados poseen contenido fosilífero: lamelibranquios, gasterópodos, ostrácodos, ceratites, crinoides, etc., así como abundante bioturbación. La potencia de la unidad oscila entre 95 y 135 m.

— Unidad K₁: Unidad lutítica-evaporítica roja-verde con yesos nodulares y laminados, pasadas carbonatadas delgadas y niveles de areniscas de poca potencia. El espesor de la unidad varía entre 75 y 120 m.

— Unidad K₂: Areniscas blanco-amarillentas en uno o varios bancos, totalizando una potencia de 30 m. aproximadamente, dado que los límites infra y suprayacentes son algo arbitrarios.

— Unidad K₃: Lutitas de tonos rojos oscuros, con pasadas carbonatadas y de areniscas en bancos poco potentes. Potencia de 80 m. aproximadamente.

— Unidad K₄+K₅: Unidad evaporítica superior, con poca representación en el área, ya que el contacto superior está tectonizado. Cuando aflora bien se trata de un paquete arcilloso rojo con nódulos de yeso con jacintos de compostela, en venas alabastrinas y fibrosas y con estructura trabecular frecuente. Este paquete grada hacia arriba a un nivel de sulfatos laminados con arcillas y carbonatos de tono verde predominantemente. El tránsito de uno a otro suele ser gradual. La potencia mínima es de unos 40 m.

— Unidad D: Dolomías tableadas similares a las que afloran sobre el Trías de la Cobertera Tabular.

2.3. SERIE-TIPO «DE TRANSICIÓN» (fig. 2)

Aparece como una zona de tránsito entre el Trías de la Formación «Hornos-Siles» y el de la Formación de «Chiclana de Segura». La serie-tipo presenta las siguientes unidades:

A) Unidad predominantemente detrítica, de características similares a las que presenta en la Cobertera Tabular. Potencia no precisable.

B) Sucesión lutítica, con niveles más margosos de color verde y areniscas de grano fino o limos en ocasiones cementados por carbonatos. Hacia la parte alta hay intercalaciones de evaporitas nodulares y laminadas de poco espesor. Potencia aproximada 21 m.

M) Unidad carbonatada, consistente en una base predominantemente azoica y laminada y un techo más fosilífero (moluscos, ostrácodos), intensamente bioturbado y con intercalaciones margosas. La potencia aproximada es de 20 m.

K. Lutitas rojas y verdes. Potencia de 12 a 22 m.

K₂. Areniscas blancas con niveles de lutitas. Potencia 18 m.

K₃. Lutitas rojo oscuro y verdes, con algunas pasadas de areniscas verdes de grano fino. Potencia 26 m.

K₄+K₅. Hacia arriba se pasa a una unidad de sulfatos; nodulares a la base y laminados a techo. Las láminas están marcadas por delgados niveles carbonatados. Potencia mínima 10 m.

D) Dolomías tableadas con potencia no precisable.

2.4. CORRELACIÓN

La correlación entre las tres series tipo seleccionadas se ha realizado en base a criterios de campo (cartografía especialmente), paleontológicos y palinológicos. Los datos de polen en este caso no dan una información suficientemente detallada como para ser el criterio principal de correlación.

El esquema de correlación viene esbozado en la fig. 3 pudiéndose extraer como principales aspectos:

— La Unidad A está bien representada en las series del Borde de la Meseta mientras que en la zona de transición y en el Prebético aflora parcialmente dado que la base no está expuesta.

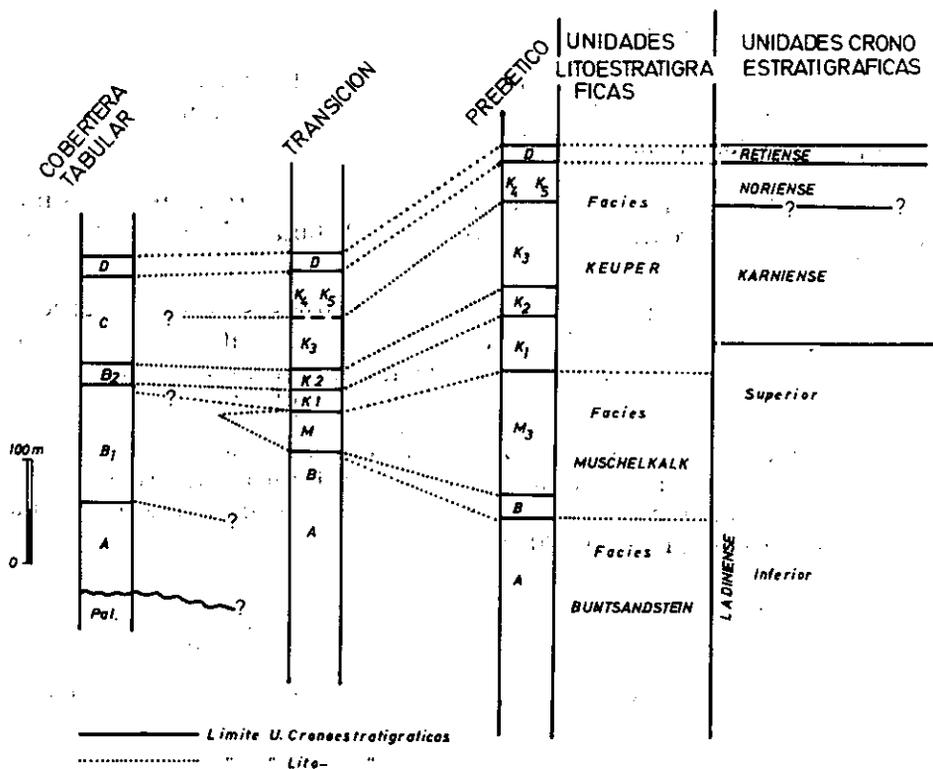


FIG. 3.—Esquema de correlación de las principales unidades litoestratigráficas y cronoeestratigráficas establecidas desde la zona Prebética hasta el borde de la Meseta.

Correlation scheme of the principal lithostratigraphic and chronostratigraphic units identified from the Prebetic to the Meseta edge zone.

— La Unidad B aumenta considerablemente de espesor hacia el borde de la Meseta. En ese mismo sentido se produce una disminución de espesor de la unidad M₃, de modo que en la zona de transición sólo aparece el banco superior (unidad M) que llega a desaparecer en el seno de la unidad B, en muy poca distancia, hacia el borde de la Meseta.

— La Unidad K₁ reduce considerablemente su espesor hacia la Meseta (de 120 a 20 m.) y equivale al techo del subtramo B₁.

— La Unidad K₂ (banco de areniscas) se puede considerar como un buen nivel-guía en todo el sector estudiado.

— La Unidad C corresponde a las unidades K_3 , K_4 y K_5 , si bien en la Zona Prebética puede diferenciarse más fácilmente un tramo inferior predominantemente arcilloso (K_3) y uno superior evaporítico (K_4+K_5).

Finalmente, el nivel de dolomías superior es fácilmente correlacionable entre ambas zonas.

Los datos cronoestratigráficos son congruentes con este planteamiento y permiten datar:

— La Unidad A como Ladiniense inferior (BESEMS, 1981 a y b).

— La Unidad M_3 como Ladiniense superior (MARQUEZ-ALIAGA *et al.*, in litt).

— Las Unidades K_1 , K_2 y, parcialmente K_3 como Karniense (BESEMS, 1983 y SOLE DE PORTA y ORTI-CABO, 1982, como comparación con el Keuper de Valencia).

— La Unidad evaporítica superior (K_4+K_5) como Noriense (BESEMS, 1981 a y b).

Las dolomías del techo de la serie triásica pueden considerarse de edad Retiense por comparación con la Formación Imon de la Cordillera Ibérica (GOY y YEBENES, 1977), aunque las muestras de polen de los niveles arcillosos intercalados, no han suministrado datación.

3. ANALISIS DE FACIES

3.1. COBERTERA TABULAR

Unidad A: Dentro de ella pueden diferenciarse las siguientes facies:

— Conglomerados de cantos de cuarcita y matriz areno-arcillosa. Pueden corresponder a depósitos de «debris flow» ligados a pequeños abanicos aluviales o bien a barras longitudinales de ríos «braided» (FERNANDEZ, 1977).

— Un tramo de unos 25 m., predominantemente lutítico de tonos oscuros, grises y verdes, con abundante materia orgánica. En él se reconocen secuencias positivas que de muro a techo están constituidas por arenas masivas y lutitas con abundante materia orgánica, impregnaciones de azufre y contenido en carbonatos creciente a techo, llegando a formar unas veces nódulos y otras verdaderos niveles. Estas secuencias aumentan de espesor desde escala decimétrica a escala métrica integrándose en una megasecuencia negativa de espesor creciente («thickening upward»). Hacia el techo destacan canales de escala

métrica muy poco incisivos y con relación anchura/profundidad muy elevada. Interpretamos este conjunto como el depósito en un ambiente lagunar con condiciones reductoras e influencia progresiva de la acción fluvial.

— Lutitas rojas y verdes en las que se intercalan capas de areniscas rojas de espesor casi siempre inferior al m. con estructuras de pequeña escala y continuidad lateral variable, y niveles de carbonatos de escala centimétrica con estructuras tipo rizolito (KLAPPA, 1980). Se interpreta el conjunto como depósitos de llanura de inundación con una secuencia ideal consistente en: Areniscas ligadas a procesos de «sheetflood» cuando tienen morfología tabular y gran continuidad lateral o «crevasse splay» cuando se acuñan rápidamente (ALLEN, 1964, y LEEDER, 1974). Lutitas llevadas en suspensión en épocas de desbordamiento y finalmente carbonatos edáficos, desarrollados sobre la llanura de inundación en ausencia de aportes detríticos (LEEDER, 1975).

Unidad B: Cabe señalar dos tipos de facies:

— Areniscas en bancos potentes (subtramo B₁). Pueden corresponder a morfologías de tipo «ribbon» (FRIEND *et al.*, 1979), depositados por flujos de baja energía en general, efímeros y de trazado rectilíneo o de tipo «braided»; o bien a morfologías de tipo «sheet»; multiconstruidos (ALLEN, 1964, y FRIEND *et al.*, 1979) y depositados por un sistema de ríos «braided» con marcadas fluctuaciones en el régimen de flujo, como se desprende de las secuencias de estructuras: laminación horizontal de régimen de flujo alto (a veces de bajo ángulo); estratificación cruzada planar (o artesa, en menor proporción) formada por la migración de «megaripples», que a techo están retrabajados por «ripples»; y finalmente laminación horizontal de baja energía, con niveles de laminación cruzada, sobre todo a techo.

El subtramo B₂ está representado por un banco potente (15 m.) y bastante continuo de areniscas de grano fino/medio con laminación horizontal de régimen de flujo bajo como estructura dominante. Abundan los óxidos de hierro, la materia orgánica y las lutitas, jalonando tanto las láminas de laminación horizontal como algunas cicatrices erosivas bastante extensas que afectan al conjunto. Este conjunto de características permiten visualizar el depósito del banco en una llanura costera, aunque la influencia marina es difícil de diagnosticar.

— Lutitas rojas y verdes con areniscas en bancos finos y carbonatos predominantemente micríticos y a veces laminados, con restos de ostrácodos. Representan el depósito en la llanura de inundación a la cual puede llegar algún aporte más grueso por mecanismos de tipo «sheetflood» y, en época de estiaje, crearse condiciones para la precipi-

tación edafológica de carbonato e, incluso, la formación de lagos efímeros («flood-plain lake»; FRIEND y MOODY-STUART, 1970).

Unidad C: Tres tipos de facies:

— Tramo basal lutítico. Corresponde a depósitos de llanura lutítica costera en clima semiárido, similar a ejemplos actuales (NO del Golfo de California) y antiguos (Pérmico de Texas; HANDFORD y BASSETT, 1982).

— Facies de sulfatos nodulares rojos. Corresponden a depósitos de «sabkha» costera análogos a los descritos en el Golfo Pérsico por SHEARMAN (1978) y BUTLER y HARRIS (1982).

— Facies de sulfatos laminados con arcillas y carbonatos, dando tonos verdes, blancos y negros. Suponen un cambio hacia condiciones más reductoras. Son evaporitas subacuosas poco profundas, bien dentro del «lagoon» o bien en charcas dentro de la «sabkha» (HANDFORD y BASSETT, 1982; SCHEIBER *et al.*, 1982).

Unidad D: Dolomías supramareales laminadas. Poseen moldes de evaporitas, y llegan a ser verdaderos agregados de ooides y/o peloides. Aparecen también lamelibranquios, foraminíferos e intraclastos; a veces texturas tipo «stromatactis». Indican, por tanto, unas condiciones intermareales o submareales, observándose facies algo más profundas a techo.

3.2. ZONA PREBÉTICA

Unidad A: En sentido ascendente se diferencian, un tramo inferior predominantemente lutítico con algunos niveles de limolitas y/o arenas finas y pasadas centimétricas de carbonatos. Hacia arriba aparecen bancos detríticos más potentes con morfologías planas, para pasar a uno o dos bancos potentes (5-10 m.). Estos bancos muestran base levemente erosiva sobre la que se implanta laminación horizontal de régimen de flujo alto; un episodio intermedio de estratificación cruzada retrabajada por «ripples» de pequeña escala y a techo laminación horizontal de régimen de flujo bajo. Esta evolución vertical en la estructura interna representa una secuencia de energía decreciente desarrollada por la superposición de una fase de acreción vertical en condiciones de energía relativamente elevadas, con fondo plano primero y desarrollo de barras descendentes (HASZELDINE, 1983) después, y otra en condiciones de baja energía cuando el canal queda inactivo por avulsión aguas arriba.

En el sentido de las paleocorrientes (hacia el E aproximadamente) se observa un paso a estructuras de menor energía (estratificaciones «flaser») en facies heterolíticas a la vez que las paleocorrientes se hacen muy variables. Todo ello induce a pensar en una influencia costera sobre los canales.

La unidad A se puede interpretar en su conjunto como el depósito de un sistema fluvial tipo «braided» representando el tramo inferior el resultado del depósito en la llanura de inundación y el tramo superior con bancos potentes de areniscas las facies de canal.

La unidad B está constituida por lutitas y sulfatos nodulares, englobados en bancos de escasa continuidad lateral. Por comparación a modelos actuales y antiguos (ACHAUER, 1982) se pueden interpretar como el depósito en una llanura costera árida con una cierta progradación a un medio más subacuoso.

Unidad M₃: Está constituida por tres ciclos sedimentarios, cada uno de los cuales incluye lutitas, sulfatos nodulares, algún nivel de areniscas y una barra carbonatada a techo.

En las barras carbonatadas se diferencian los siguientes tipos de facies: 1) «Mudstone»; son micritas laminadas con escasos elementos terrígenos. Presentan «sheet-cracks», pseudomorfos de evaporitas, algunos granos esqueléticos y raramente intraclastos. El sedimento se encuentra a veces bioturbado, 2) «Wackestone y/o packstone»; corresponden a niveles bioclásticos constituidos principalmente por moluscos (lamelibranquios y gasterópodos), crinoides y ostrácodos. Estas facies se encuentran intensamente bioturbadas y en ellas están ausentes los elementos terrígenos y los moldes de evaporitas, 3) «Grainstone» bioclásticos y oolíticos, son niveles lenticulares (40-50 cm.) con laminación cruzada y horizontal a techo, el cual está jalonado por un «hard-ground».

Cada uno de los ciclos sedimentarios que componen esta unidad corresponde a un episodio transgresivo que se inicia con el depósito de lutitas y sulfatos nodulares en una llanura lutítica y «sabkha» costera, y continúa hasta el depósito en un «lagoon» submareal dominado por la sedimentación carbonatada, donde los niveles oolítico bioclásticos representarían pequeños «shoals».

Unidad K: Esta unidad representa una agrupación de ciclos como los citados para la anterior unidad, pero con un neto predominio lutítico-evaporítico y escasos carbonatos, que apenas presentan fauna. Hay algunos niveles detríticos gruesos y localmente lignitos. Se puede interpretar como un ambiente costero, localmente subacuoso, de tipo árido, que hacia arriba presenta influencias continentales más notorias.

Unidad K₂: Generalmente, esta unidad está constituida por areniscas blanco-amarillentas con óxidos de hierro y estructuras casi siempre de baja energía: laminación horizontal y cruzada jalonada por materia orgánica y óxido de hierro, «ripples» de pequeña escala, dando a veces estructuras tipo «flaser» y, localmente, pequeños sigmoides. Todo ello induce a pensar en un ambiente fluvio-costero, con probable influencia mareal.

Unidades K₃, K₄ y K₅: Similares en facies a sus equivalentes en el Triás de la Cobertera Tabular; por consiguiente su interpretación es similar a la indicada para dichas unidades.

4. EVOLUCION LATERAL Y VERTICAL DE LAS FACIES

Teniendo en cuenta el apartado de correlaciones entre unidades y su interpretación se puede establecer un esquema evolutivo espacio-temporal de las facies (fig. 4):

— La sedimentación comienza con características uniformes en un ambiente fluvial con red poco encajada, de modo que predominan los materiales finos de llanura de inundación sobre los detríticos gruesos de canal.

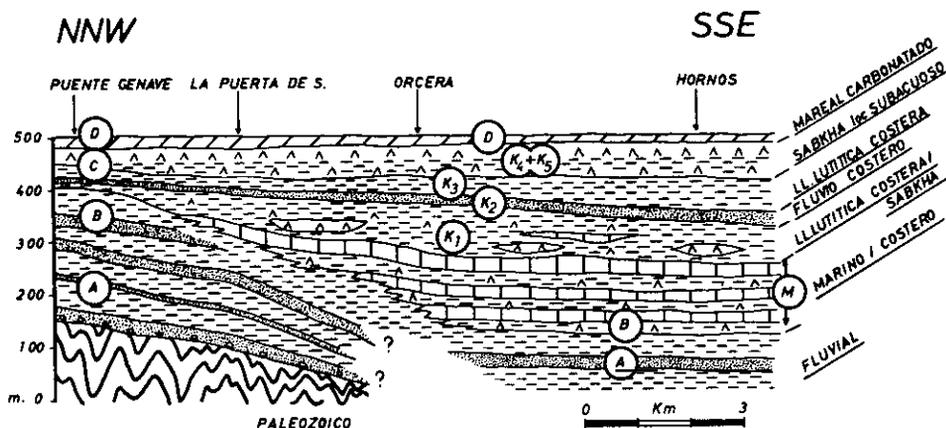


FIG. 4.—Evolución lateral y vertical de facies en los materiales triásicos de la Zona Prebética y borde de la Meseta.

Lateral and vertical evolution of the facies of the triassic materials of the Prebetic and Meseta edge zones.

— Posteriormente hay una implantación de un sistema de canales fluviales de tipo «braided» que, hacia el ESE, refleja condiciones más distales, con influencias costeras.

— Mientras hacia el borde de la Meseta continúa la sedimentación fluvial (Unidad B₁), en el Prebético se comienza a implantar una sedimentación costera en un ambiente árido que se inicia en un medio de llanura lutítica y «sabkha» (Unidad B) para pasar a sedimentación carbonatada (Unidad M₃) en la zona submareal. Este dispositivo se repite, al menos, durante tres veces, siendo el último episodio carbonatado el más expansivo.

— Tras el depósito de las facies carbonatadas en la zona Prebética la sedimentación en este área muestra una tendencia regresiva materializada por un predominio de lutitas (y evaporitas en menor proporción) depositadas en una llanura lutítica costera (Unidad K). En el borde de la Meseta continúa un régimen de sedimentación fluvial con predominio de facies de llanura de inundación.

— A partir de este nivel parece que la sedimentación se uniformiza en ambas regiones, encontrando un banco de areniscas de características similares (Unidades B₂ y K₂), asimilable a un ambiente fluvio-costero, probablemente con clima más húmedo.

— Las unidades suprayacentes marcan una acentuación de la aridez del medio y una sensible transgresión hacia llanura costera árida y sabkha, con probables evaporitas subacuosas someras a techo (Unidades C y K₃, K₄ y K₅).

— Por último, se afianza un ambiente mareal carbonatado en toda la cuenca (Unidad D) que da paso a las facies carbonatadas o evaporítico-carbonatadas (LINARES-GIRELA, 1976) del Jurásico.

5. CONSIDERACIONES GENERALES

El análisis del Triás del NE de la Provincia de Jaén ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

— Se han podido identificar las subdivisiones litoestratigráficas establecidas en otras cuencas, y más concretamente las Unidades propuestas por ORTI-CABO (1974) para el Keuper del Levante español.

— Se ha constatado una continuidad de facies entre la Cobertera Tabular y la Zona Prebética, de modo que existe una distalidad en general y un aumento de potencia desde aquella a ésta.

— En la Cobertera Tabular hay un episodio basal potente de carácter fluvial (Facies «Buntsandstein») que sólo hacia arriba presenta una tendencia transgresiva (Facies «Keuper») hasta alcanzar una sedimentación marina carbonatada (Unidad dolomítica superior).

— En el Prebético tras un episodio basal fluvial se impone una transgresión (Facies «Muschelkalk») que no alcanza la Meseta en su totalidad; sólo lo hace parcialmente hacia el techo.

Por último, hay una fluctuación de ambientes dentro de las facies «Keuper», marcándose una regresión inicial y, finalmente, una transgresión hasta las dolomías del Trías superior equivalentes a las de la formación Imón.

AGRADECIMIENTOS

Trabajo perteneciente al Proyecto «Relación tectónica-sedimentación en el extremo oriental de la Zona Prebética» realizado por el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea C.S.I.C. y la Universidad de Alicante y subvencionado por la C.A.I.C.Y.T.

REFERENCIAS

- ACHAUER, C. W. (1982): «Sabkha anhydrite: the supratidal Facies of Cyclic Deposition in the Upper Minelusa Formation (Permian). Rozaet Fields Area, Powder River Basin, Wyoming». *SEPM Core Workshop*, 3, pp. 193-209.
- ALLEN, J. R. L. (1964): «Studies in fluvial sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone. Anglo welsh Basin». *Sedimentology*, 3, pp. 163-198.
- BESEMS, R. E. (1981 a): «Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 1. Palynostratigraphical data from the Chiclana de Segura Formation of the Linares-Alcaraz region (SE Spain) and correlation with palynological assemblages from the Iberian Peninsula». *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32, pp. 257-273.
- BESEMS, R. E. (1981 b): «Aspects of Middle and Late Triassic Palynology. 2. Preliminary Palynological data from the Hornos-Siles Formation of the Prebetic Zone, NE Province of Jaén (SE Spain)». *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 32, pp. 389-400.
- BESEMS, R. E. (1983): «Aspects of Middle Late Triassic Palynology: Palynology of the Hornos-Siles Formation (Prebetic Zone. Province of Jaén, Southern Spain)». *Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen*. Band, 5, pp. 37-56.
- BUTLER, G. P., y HARRIS, P. M. (1982): «Recent evaporites from the Abu Dhabi Coastal Flats». *SEPM Core Workshop*, 3, pp. 33-49.
- FERNÁNDEZ, J. (1977): «Sedimentación triásica en el borde sureste de la Meseta». Tesis Universidad de Granada, 161, 169 pp.
- FRIEND, P., y MOODY-STUART, M. (1970): «Carbonate deposition on the river floodplains of the Kood Bay Formation (Devonian of Spitzbergen)». *Geol. Mag.*, 107, pp. 185-195.

- FRIEND, P.; SLATER, M. J., y WILLIAMS, R. C. (1979): «Vertical and lateral building of river sandstone bodies. Ebro Basin, Spain». *J. Geol. Soc. London*, 136, pp. 39-46.
- GOY, A., y YÉBENES, A. (1977): «Características, extensión y edad de la formación dolomías tableadas de Imón». *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, pp. 375-385.
- HANDFORD, C. R., y BASSETT, R. L. (1982): «Permian Facies Sequences and Evaporite depositional styles, Texas Panhandle». *SEPM Core Workshop*, 3, pp. 210-237.
- HASZELDINE, R. S. (1983): «Descending tabular crossbed sets and bounding surfaces from a fluvial channel in the Upper Carboniferous coalfield of northeastern England». *Spec. Pub. int. Ass. Sed.*, 6, pp. 449-472.
- KLAPPA, C. H. (1980): «Rizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance». *Sedimentology*, 27, pp. 613-629.
- LEEDER, M. R. (1974): «Lower Border Group (Tounaisian) fluviodeltaic sedimentation and paleogeography of Northumberland Basin». *Proc. Yorks. Geol. Soc.*, 40, pp. 129-180.
- LEEDER, M. R. (1975): «Pedogenic carbonates and flood sediment accretion rates». *Geol. Mag.*, 112, pp. 257-270.
- LINARES GIRELA, L. (1976): «Datos sobre las series Jurásico-Cretácicas en el sector de Peñas de San Pedro-Chinchilla de Monte Aragón (provincia de Albacete)». *Bol. Geol. Min. España*, 87, pp. 355-364.
- LÓPEZ-GARRIDO, A. C., y RODRÍGUEZ-ESTRELLA, T. (1970): «Características sedimentarias de la Formación de Chiclana de Segura». *Cuad. Geol.*, 1, pp. 17-21.
- LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (1971): «Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén». Secr. Public. Universidad de Granada, 317 pp.
- MÁRQUEZ-ALIAGA, A.; HIRSCH, F., y LÓPEZ-GARRIDO, A. C. (in litt): «Middle triassic bivalves from the Hornos-Siles Formation (Sepharadic Province)». *Neues Jahrbuch für Geol. und Paläontol.*
- ORTÍ-CABO, F. (1974): «El Keuper del Levante Español». *Estudios Geológicos*, 30, pp. 7-46.
- SCHREIBER, B. C.; ROTH, M. S., y HELMAN, M. L. (1982): «Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of the forms from diagenetic overprints». *SEPM Core Workshop*, 3, pp. 1-32.
- SHEARMANN, D. J. (1978): «Evaporites of coastal sabkhas». In: *Marine Evaporites*. (Ed. by DEAN, W. E. y SCHREIBER, B. C.). *Short Course AAPG*, 4 Oklahoma City, pp. 6-42.
- SOLÉ DE PORTA, N., y ORTÍ-CABO, F. (1982): «Primeros datos cronoestratigráficos de las series evaporíticas del Triásico superior de Valencia (España)». *Acta Geol. Hisp.*, 17, pp. 185-191.