

EL TRIAS DE ALCAZAR DE SAN JUAN (REGION DE LA MANCHA)

Por A. YÉBENES (*), R. MARFIL (**), J. SORIANO (***), J. A. DE LA PEÑA (**)
y M. DÍAZ MOLINA (****)

RESUMEN

Se ha levantado una columna litoestratigráfica de detalle entre Alcázar de San Juan y Campo de Criptana, distinguiéndose seis unidades que en conjunto pasan de tener neto carácter detrítico en la base a facies evaporíticas en el techo. La potencia total es de 140 a 180 metros.

Se definen los caracteres petrológicos y sedimentológicos, comparándose sus facies con los materiales triásicos de la Cordillera Ibérica y de la zona prebética.

ABSTRACT

Six units have been differentiated in a detailed litho-stratigraphic column between Alcázar de San Juan and Campo de Criptana. These six units present a clear detrital character at the base which changes to evaporitic facies toward the top.

The petrological and sedimentological characteristics are defined, comparing their facies with the Triassic materials of the Iberian Range and the prebetic zone.

RÉSUMÉ

On a fait une colonne lithoestratigraphique en détail entre Alcázar de San Juan et Campo de Criptana, et on a pu distinguer six unités qui dans l'ensemble ont un caractère nettement détritique à la base et adquièrent un facies évaporitique vers le sommet. L'épaisseur totale est de 140 à 180 metres.

(*) Departamento de Petrología y Geoquímica, Instituto «Lucas Mallada», C.S.I.C., Madrid.

(**) Departamento de Petrología, Universidad Complutense, Madrid.

(***) Laboratorio Central de Ensayo de Materiales de Construcción, O.P., Madrid.

(****) Departamento de Paleontología, Universidad Complutense, Madrid, Instituto «Lucas Mallada», C.S.I.C., Madrid.

On a défini les caractères pétrologiques et sédimentologiques et ces facies étudiés se comparent avec les matériaux triasiques de la Chaîne Ibérique et de la zona prébetique.

1. INTRODUCCIÓN

El afloramiento de Triás estudiado se encuentra en los alrededores de Alcázar de San Juan, en la provincia de Ciudad Real. Por su situación intermedia entre la Cordillera Ibérica y la zona Prebética, y por ser el único dentro de un amplio sector de la región manchega, lo consideramos de gran interés para la reconstrucción paleogeográfica del Triás.

Las condiciones de afloramiento son adversas debido a la ausencia de relieves y al escaso buzamiento de los estratos. Por ello la columna estratigráfica ha tenido que ser integrada a partir de cortes parciales, comenzando en la Ermita de San Isidro, al SE de Alcázar de San Juan, y siguiendo una dirección aproximada SW-NE hasta la laguna del Salicor.

Aunque el Triás de esta zona fue citado ya en 1878 por CORTAZAR, que lo refiere al grupo salino de D'ORBIGNY, no ha sido objeto de ningún estudio detallado, aunque diversos autores, como MALLADA (1913), DUPUY DE LÛME y NOVO (1926) y RICHTER y TEICH MÜLLER (1933), lo describen someramente. De particular interés es el trabajo de estos últimos, que consideran los materiales estudiados como Keuper en facies de borde y señalan la existencia de paleorrelieves muy fuertes, lo que implicaría, según ellos, una deposición muy rápida.

Los autores de la hoja número 713 del Mapa Geológico de España, a escala 1 : 50.000 (1952), y de las hojas números 53 y 54 del Mapa Geológico de España, a escala 1 : 200.000 (1972), aportan algunos datos litológicos y resaltan la dificultad de dar atribuciones cronoestratigráficas.

2. ESTRATIGRAFÍA

Sobre un paleorrelieve desarrollado en cuarcitas de probable edad ordovícica se apoya un conjunto de materiales triásicos en el que hemos diferenciado las siguientes unidades (Fig. 1-1):

A) Brecha arcillo-ferruginosa de cantos y bloques de cuarcita, de color rojo oscuro y potencia de 1 a 4 metros.

B) Areniscas de grano fino con escasas arcillas intercaladas, de color rojo y potencia de 10 a 15 metros.

C) Unidad compleja integrada por areniscas de grano fino, limolitas y arcillas, con algunos niveles de carbonatos en el tercio inferior. Predominan las tonalidades rojizas, aunque también aparecen niveles verdosos, grises y morados. Potencia de 70 a 85 metros.

D) Limolitas verdosas con areniscas de grano fino y dolomías. Potencia de 10 a 15 metros.

E) Unidad de difícil descripción por encontrarse muy cubierta. De la observación de afloramientos parciales se deduce que su composición es predominantemente arcillosa con intercalaciones de limolitas, carbonatos y yesos. Potencia de 30 a 40 metros.

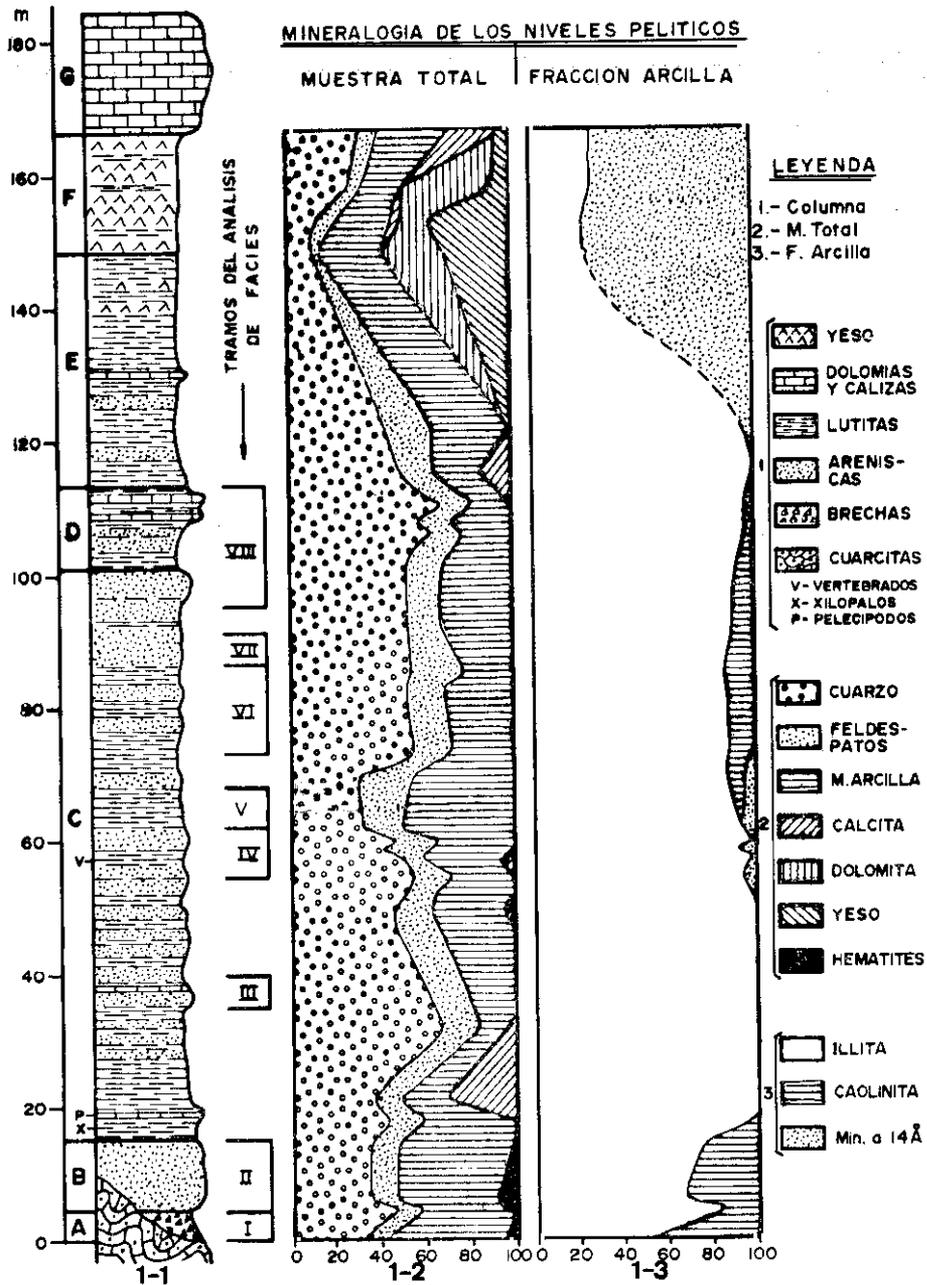


Fig. 1. 1-1: Columna litoestratigráfica. 1-2: Mineralogía de los niveles pelíticos (muestra total), 1-3: Mineralogía de los niveles pelíticos (fracción arcilla)

F) Arcillas yesíferas grises y verdosas con yesos blancos anastomosados. Potencia de 15 a 20 metros.

G) Dolomías tableadas de Imón (Goy et al., 1976) con un tramo de transición en la base de 2 a 3 metros. La potencia total es de 18 metros.

Este conjunto litológico tiene más afinidades con el Trías de la zona Prebética (Sector de Alcaraz, FERNÁNDEZ y VERA, 1973) que con el de la Cordillera Ibérica, no siendo posible su división en las tres facies típicas del Trías germánico.

En distintos niveles de la unidad C se han encontrado restos de fauna y flora. El hallazgo más importante corresponde a un yacimiento de vertebrados con fragmentos de placodontos. Los niveles de carbonatos contienen bivalvos muy escasos. La flora es abundante en toda la unidad, aunque su conservación es, en general, mala.

El yacimiento de vertebrados y diversos niveles ricos en flora se encuentran actualmente en estudio y creemos que su clasificación permitirá la datación de la unidad C.

3. ANÁLISIS DE FACIES

El análisis de facies se ha realizado sobre determinados tramos de las unidades A, B, C y D, figuras 2-2 y 3. El tramo E, prácticamente cubierto, no ha podido ser estudiado. El tramo F, de naturaleza evaporítica, necesita un tratamiento de carácter regional para su análisis, por lo que no ha sido incluido en este apartado.

Asociación de facies 1

Niveles de bloques y cantos subangulosos de cuarcita, pobremente clasificados e incluidos en una matriz arcillosa. El eje mayor de los cantos se dispone paralelamente a la base. Aunque la estratificación es mala, se pueden distinguir dos tramos: el inferior, con estratificación gradada positiva, y el superior, con gradación negativa.

Interpretación. Este tipo de depósito puede ser atribuido a un «debris flow» (HOOKE, 1967), aunque la existencia de ordenación indicaría una cierta fluidez, pudiendo considerarse como sedimentos intermedios en el sentido de BULL (1960).

Asociación de facies 2

Paleocanales con estratificación cruzada de pequeña y gran escala. Se pasa de una a otra tanto en sentido vertical como horizontal. A veces aparecen trenes de «ripples» que ocupan parte de las depresiones interdunares, disponiéndose además sobre las láminas de «stoss side». Se desconoce la extensión lateral de estos paleocanales y las dimensiones de su cicatriz basal que no presenta depósito de «lag». El término final del relleno del paleocanal lo constituyen generalmente arcillas de escasa potencia, erosionadas en parte por la secuencia suprayacente.

Interpretación. Del análisis de facies y paleocorrientes se deduce que esta asociación corresponde al relleno de paleocanales fluviales.

Asociación de facies 3

Paleocanales cuyo relleno está constituido por las siguientes facies: estratificación de gran escala, de pequeña escala y de «flaser». Estas estructuras pueden estar relacionadas espacialmente por tránsito gradual o constituir «cosets» de límites crosivos.

El paleocanal situado en la base del tramo VII (Fig. 3) presenta dos «sets» de laminación inclinada con láminas de arenisca de hasta 1 centímetro de espesor alternando con delgadas láminas de arcilla. Corresponderían a intervalos de caída gravitacional en el sentido de la paleocorriente, con posterior depósito de suspensión en episodios de aguas tranquilas.

Interpretación. La presencia de estratificación de «flaser» implica la existencia de un mecanismo de deposición en el que alternan períodos de aguas tranquilas con otros en que existen corrientes fuertes (REINECK y SINGH, 1975). Por tanto, se trataría de paleocanales situados en un medio de mareas, hecho corroborado por su relación vertical y horizontal con la asociación de facies 4 que se describe a continuación.

Asociación de facies 4

Constituida por las siguientes facies:

a) Areniscas y limolitas de potencia variables entre 0,15 y 1,40 metros. Están limitadas en general por superficies plano-paralelas, aunque en ocasiones su base es ligeramente erosiva, bien en su totalidad o como pequeños surcos («scours»). Los litosomas tienen gran extensión lateral. La estructura más frecuente es la estratificación de «flaser», existiendo también estratificación cruzada de pequeña escala con «flaser» y estratificación cruzada de pequeña escala. En menor proporción aparecen «ripples» de oscilación, «ripples» de cresta plana, «ripples» de interferencia, «herringbone», «climbing ripples», laminación paralela, «mud-cracks», huellas de carga, restos de plantas, raíces y bioturbación desde suave a muy fuerte.

b) Arcillas con niveles discontinuos de arenisca y «lenticular bedding» (REINECK y SINGH, 1975). Las arcillas son masivas, generalmente bioturbadas y en ocasiones con restos de plantas. Las areniscas son masivas o tienen estratificación de «flaser».

c) Paleocanales de poca potencia, cierta extensión lateral y base algo erosiva. Presentan fuerte bioturbación, a pesar de lo cual localmente se observa la existencia de estratificación cruzada de gran escala. Uno de estos paleocanales tiene un depósito de «lag» constituido por cantos de cuarcita, cantos blandos, restos de plantas y fragmentos de reptiles marinos (dientes y osteodermos de placodontos).

d) Arcillas masivas en general más bioturbadas que las facies anteriores, pudiendo contener restos de plantas. Aparecen con frecuencia niveles con yesos y al microscopio electrónico se ha detectado también la presencia de cloruros.

e) Dolomías microcristalinas, en ocasiones con laminaciones. Los niveles más potentes presentan en su techo unas estructuras mamiformes de tamaño variable, que pueden alcanzar los 30 centímetros, sin estructuración interna.

Interpretación. Las facies a y b reúnen las características descritas por diversos autores (en GINSBURG, 1975) para ser asignadas a un medio de lla-

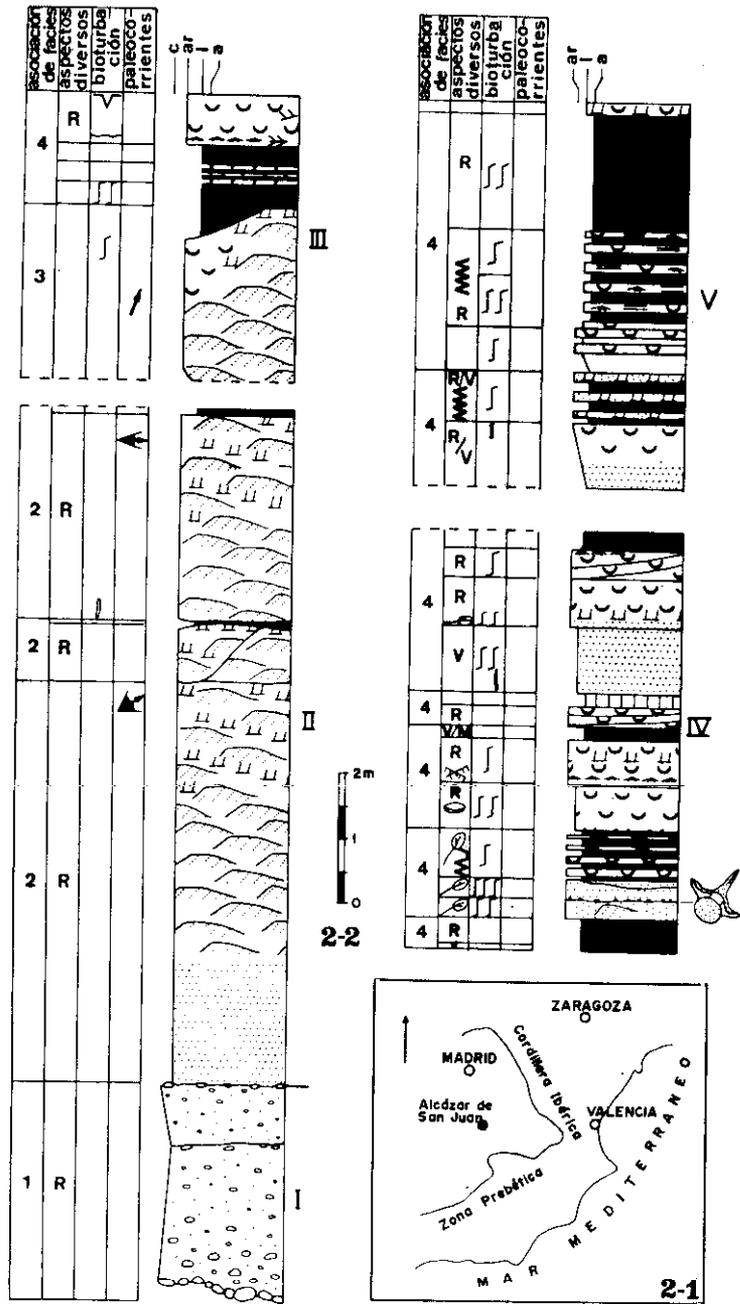
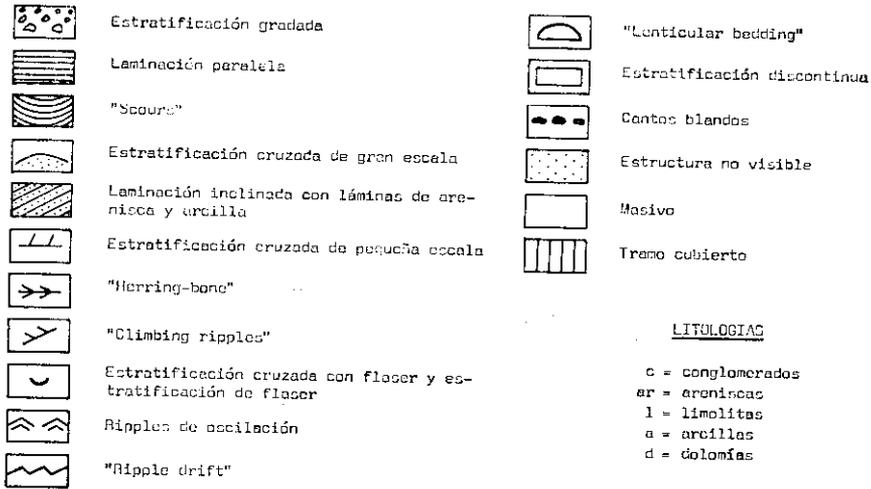


Fig. 2. 2-1: Esquema de situación. 2-2: Análisis de facies de los tramos I a V

ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS



LITOLOGIAS

- c = conglomerados
- er = areniscas
- l = limolitas
- a = arcillas
- d = dolomías

GRADO DE DITURBACION

- Suave
- Moderado
- Fuerte

PALEOCORRIENTES (norte ↑)

- Angulo de dispersión
- Dirección predominante
- Dos direcciones opuestas y una predominante

ASPECTOS DIVERSOS

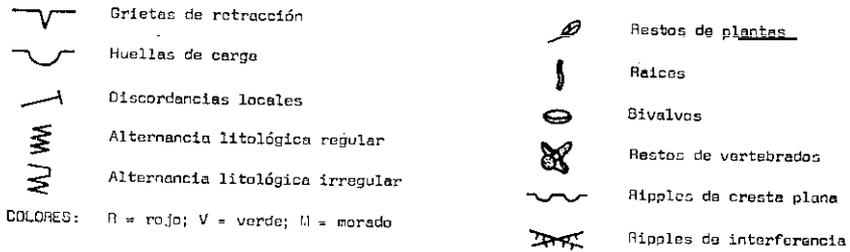


Fig. 4. Leyenda del análisis de facies

nura de marea dentro de la cual las facies c representarían paleocanales («tidal channels»). Las facies d y e corresponderían, por su posición secuencial y características mencionadas anteriormente, a depósitos supramareales, «marshes» y «ponds» (GINSBURG, 1975; REINECK y SINGH, 1975).

Asociación de facies 5

Incluimos en esta asociación las siguientes facies:

- a) Laminación paralela, horizontal o de bajo ángulo sobre cicatriz erosiva. Al techo presenta también cicatrices erosivas, a veces pequeños surcos con laminación cóncava.

b) Laminación de «ripple-drift».

c) Areniscas y limolitas similares a la facies *a* descrita en la asociación anterior, que en la base del tramo VII presentan «cosets» con cicatrices limitantes convexas sobre las que se disponen los trenes de «ripples» adaptándose a ellas.

Interpretación. Esta asociación podría atribuirse a una secuencia de «chenier» (REINECK y SINGH, 1975) incluida en una llanura de marea.

4. PETROLOGÍA, MINERALOGÍA Y GEOQUÍMICA

4.1. Petrología de los niveles arenosos

4.1.1. Mineralogía

El análisis modal demuestra que, desde el punto de vista composicional, las areniscas de la columna son bastante homogéneas, pudiendo considerarse como arcosas y subarcosas (Fig. 5-1).

El cuarzo es en general monocristalino y no ondulante, existiendo alrededor de un 5 % de cuarzos metamórficos estirados y menos del 1 % de metamórficos recristalizados. El feldespato es casi siempre potásico, dominando la microclina sobre la ortosa y encontrándose ambas ligeramente alteradas. La relación cuarzo/feldespato oscila alrededor de 3. Las micas son poco abundantes (menos del 4 %), dominando ligeramente la moscovita sobre la biotita. Esta última aparece oxidada y cloritizada. Los fragmentos de rocas son muy escasos (menos del 6 %), observándose fundamentalmente pizarras sericíticas.

Los minerales pesados más frecuentes son los opacos, entre los que predomina netamente la magnetita. La relación opacos/transparentes oscila entre 5 y 50. La asociación de minerales pesados transparentes está constituida por circón, turmalina y rutilo en todos los niveles estudiados. Desde la base hacia el techo se observa un aumento relativo de la turmalina respecto al circón, siendo el contenido en rutilo muy uniforme y elevado (20 a 23 %). Estos tres minerales presentan bimodalidad en su forma, existiendo granos no desgastados y granos bastante redondeados (reciclados). Otros minerales que aparecen en muy pequeña proporción son: titanita, broquita, apatito, estaurolita, andalucita y zoisita. El índice ZTR es elevadísimo, variando entre 92 y 100. La gran madurez que supone este índice contrasta con la escasa deducida de la relación cuarzo/feldespato.

Estas areniscas son muy pobres en matriz (5 % de valor medio), aunque aumenta hacia el techo. Su composición es illítica y caolínica subordinada, siendo diagnética en gran parte como consecuencia de la transformación de faldespatos y fragmentos de rocas lábiles («epimatriz» de DICKINSON, 1972).

Cuantitativamente el cemento más importante es el ferruginoso (23 % de valor máximo y 4 % de valor medio), correspondiendo los porcentajes más elevados a los niveles basales. Este cemento se presenta tanto como película alrededor de los granos detríticos como depositado en los poros. El cemento carbonático aparece esporádicamente, con valores irregulares, pero crecientes, en general desde la unidad B a la unidad D. Su textura es poiquilotópica macrocristalina y produce cierta corrosión de los granos del esqueleto.

En todos los niveles de areniscas se observan crecimientos secundarios

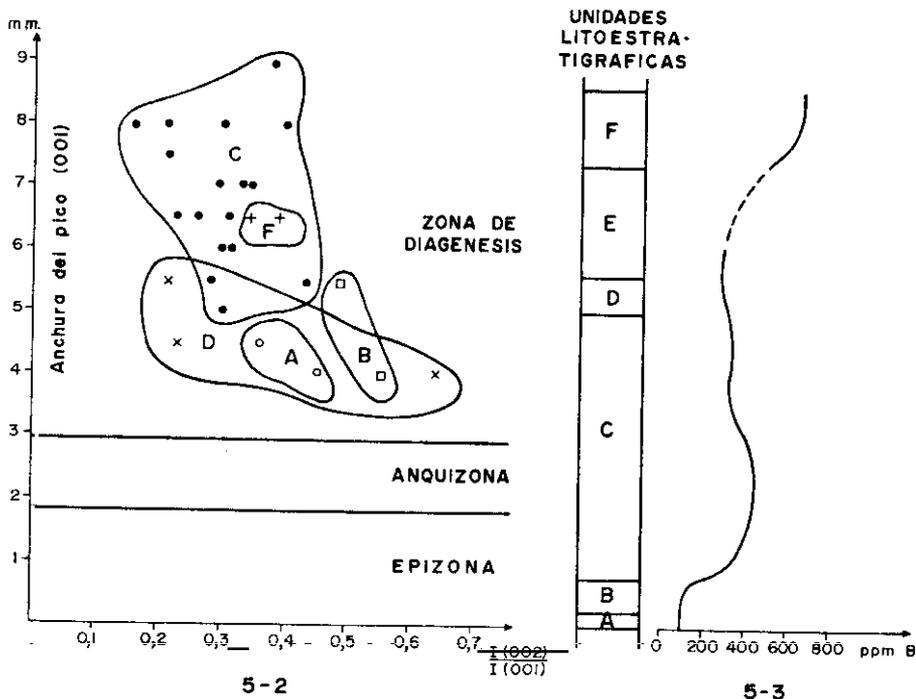
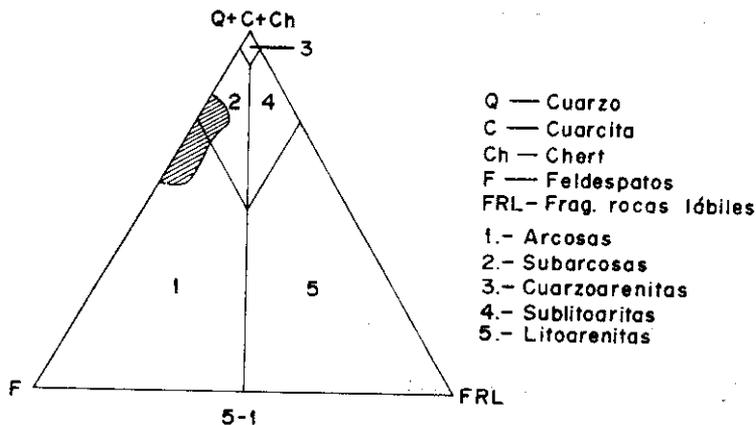


Fig. 5. 5-1.: Clasificación de las areniscas. 5-2: Diagrama de ESQUEVÍN (1969) para las illitas. Los límites de la zonación diagenética han sido recalculados para nuestras condiciones de trabajo. 5-3: Curva de variación del contenido en boro de los illitas

de cuarzo y feldespato, siendo ambos más frecuentes en los niveles C y D. A veces los recrecimientos de los cuarzoes originan un mosaico de cristales con contactos rectos.

De los caracteres mineralógicos se deduce que las áreas fuente estaban constituidas por rocas de tipo granítico y rocas sedimentarias con alto grado de diagénesis (ortopizarras y ortocuarzitas).

4.1.2. Texturas

El tamaño medio está comprendido entre 0,125 y 0,177 milímetros, lo que parece condicionar el carácter monocristalino de los cuarzos, oscilando el valor del centil entre 0,24 milímetros y 0,46 milímetros. La *selección* varía entre 0,35 y 0,5, lo que equivale a una buena selección. La *redondez* oscila entre 0,5 y 0,7 (POWERS, 1953), con predominio del último valor. Hacia el techo son frecuentes los valores de redondez 0,9.

4.2. Petrología de los carbonatos

Predominan los niveles de «mudstones» dolomíticos con escasos restos esqueléticos y granos terrigenos; en ocasiones presentan laminaciones. Estas dolomías contienen cantidades apreciables de hierro ferroso. Con frecuencia aparecen mosaicos xenomórficos de dolomía recristalizada y niveles de calcita pseudoesparítica con texturas típicas de dedolomitización. Por tanto, podemos suponer que inicialmente la mayoría de los niveles de carbonatos eran dolomíticos.

4.3. Mineralogía de los niveles pelíticos

4.3.1. Muestra total

Su composición está dada en la figura 1-2. En ella se puede observar la presencia constante de cuarzo, feldspatos y minerales de arcilla. A ellos se asocia en la base (unidades A, B y C) la hematites, la calcita esporádicamente a partir de la unidad C y la dolomita y el yeso en el techo (unidades E y F). En la unidad F se han encontrado también indicios de magnesita. Todo ello indica una evolución de los sedimentos desde facies netamente detríticas a otras de carácter evaporítico.

4.3.2. Fracción arcilla

En la figura 1-3 se observa la variación de su mineralogía a lo largo de la columna. El mineral dominante en esta fracción es la illita, salvo en el techo de la columna (unidades E y F), donde los edificios a 14 Å son mayoritarios. La caolinita se asocia a la illita en las unidades basales (A y B) en cantidades significativas y con menos importancia en las unidades C y D.

De la observación conjunta de las variaciones de la mineralogía de las muestras totales y de las fracciones arcillosas se deduce que la caolinita está íntimamente ligada a los niveles detríticos más gruesos (brechas y areniscas) y los interestratificados a 14 Å a los niveles evaporíticos ricos en dolomita y yeso.

Las illitas son en general abiertas hacia los pequeños ángulos. Con etilenglicol se hinchan ligeramente, lo que indica la existencia de interestratificados desordenados ($10_{\text{r}}14_{\text{m}}$). En la base (unidades A y B) las illitas no son tan asimétricas y su pico a 10 Å persiste al etilenglicol. Este comportamiento probablemente se deba a la abundancia de poliformos 2M en estas illitas. La ausencia en la mayoría de las muestras con illita del pico a 1,50 Å (060) indica que predominan las trioctaédricas.

Bajo la denominación de edificios a 14 Å hemos agrupado todos los interestratificados más o menos regulares de clorita y montmorillonita, así como

las pequeñas cantidades existentes de ambos minerales. Los interestratificados de la unidad C y de la base de la F son más ricos en montmorillonita, mientras que los del techo de esta última son más cloríticos, llegando incluso a individualizarse clorita, que al microscopio electrónico presenta muy buena cristalinidad.

4.3.3. Caracteres cristalquímicos de las illitas

Las medidas de la cristalinidad de las illitas (KUBLER, 1968) han sido proyectadas en el diagrama propuesto por ESQUEVIN (1969). En la figura 5-2 han sido agrupadas en áreas correspondientes a las unidades establecidas.

Los valores de cristalinidad de las illitas son bajos, quedando todos ellos dentro de la zona de la diagénesis. En general se observa una mejor cristalinidad hacia la base de la columna.

La relación I_{002}/I_{001} es baja en la mayoría de los casos, lo que indica que son illitas ricas en FeO y MgO y pobres en Al_2O_3 . Si estas illitas evolucionaran a micas originarían biotitas más moscovitas y fengitas. En general se observa que la anchura de pico (001) varía en sentido inverso a la relación I_{002}/I_{001} , lo que indica que las illitas más alumínicas son las que tienen mejor cristalinidad.

4.4. Contenido en boro de las illitas

Las unidades A y B se caracterizan por sus bajos contenidos en boro, que indican deposición en medio continental. Al entrar en la unidad C se produce un incremento brusco relacionable con un aumento de salinidad en el medio de sedimentación. Estas nuevas características se mantienen con ligeras oscilaciones a lo largo de las unidades C y D. En el tramo F se produce un nuevo aumento, que indica un tránsito a condiciones hipersalinas (Fig. 5-3).

5. CONCLUSIONES

El hallazgo de un yacimiento de placodontos corrobora la edad triásica de, al menos, parte de la columna estudiada.

El análisis de facies permite deducir que los depósitos de las unidades A y B son continentales; los de la primera pueden atribuirse a «debris-flow» y los de la segunda a paleocanales fluviales. Las unidades C y D se depositaron en una zona litoral de llanura de marea, relaciona con desembocaduras de ríos.

El conjunto formado por las unidades A, B, C y D presentan un carácter transgresivo, mientras que la unidad F puede considerarse como regresiva.

La composición mineralógica de los niveles arenosos indica que las áreas fuentes estarían constituidas por rocas de composición granítica y rocas sedimentarias con alto grado de diagénesis (ortopizarras y ortocuarcitas).

Los caracteres mineralógicos y textuales de las areniscas, así como los valores de la cristalinidad de la illita, indican que el grado de diagénesis sufrido por estos materiales ha sido bajo.

El enriquecimiento en magnesio del medio, a partir del tramo C, se refleja en un predominio de los carbonatos dolomíticos (apareciendo incluso magnetita) y en la formación de minerales arcillosos ricos en este catión, como la

clorita. Paralelamente a este enriquecimiento se produce un aumento en el contenido en boro de las illitas, que implica un incremento en la salinidad del medio.

La columna estudiada presenta más analogías con el Triás de la zona Prebética que con el de la Cordillera Ibérica.

BIBLIOGRAFIA

- BULL, W. B. (1960): Types of deposition on alluvial fans in Western Fresno County California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71; 2052 (Abstract).
- CORTAZAR, D. (1878): Expedición geológica por la provincia de Toledo. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 5.
- DICKINSON, W. R. (1970): Interpretating detrital modes of graywacke and arkose. *Jour. Sed. Petrology*, 40: 695-707.
- DUPUY DE LOME, E. y NOVO, P. DE (1926): Guías geológicas de las líneas férreas de España. Madrid-Sevilla. *XIV Congreso Geológicos Intern.* Madrid.
- ESQUEVIN, J. (1969): Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité. *Bull. Centre Rech. Pau. SNPA*, 3-1: 147-153.
- FERNÁNDEZ, J. y VERA, J. A. (1973): Influencia de los paleorreliques en la sedimentación triásica, en los alrededores de Alcaraz (Albacete). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 4: 111-128.
- GINSBURG, R. N. (Edit.) (1975): *Tidal deposits*. Springer Verlag, Berlín, 428.
- GOY, A.; GÓMEZ, J. J. y YEBENES, A. (1976): El Jurásico de la rama castellana de la Cordillera Ibérica (Mitad Norte): I. Unidades litoestratigráficas. *Estudios Geológicos*, 32, número 4.
- HOOKE, R. L. (1967): Processes on arid-region alluvial fans. *J. Geol.*, 75: 438-460.
- I.G.M.E. (1952): Memoria explicativa de la Hoja núm. 713 (Alcázar de San Juan) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000.
- I.G.M.E. (1972): Mapa geológico Nacional a escala 1:200.000, Hoja núm. 53 (Toledo).
- I.G.M.E. (1972): Mapa Geológico Nacional a escala 1:200.000. Hoja núm. 54 (Campo de Criptana).
- KUBLER, R. B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bull. Centre. Rech. Pau, CNPA*, 2,2: 385-397.
- MALLADA, L. (1913): Reseña geológica de la provincia de Toledo. *Bol. Inst. Geol. España*, 2.ª serie, 13.
- POWERS, M. C. (1963): A new roundness scale for sedimentary particles *Jour. Sed. Petrology*, 23: 117-119.
- REINECK, H. E. y SINGH, I. B. (1975): *Depositional sedimentary environments* Springer Verlag, Berlín, 439.
- RICHTER, G. y TEICHMÜLLER, R. (1933): Die Entwicklung -der Keltiberischen Ketten. *Abh. Ges. Wiss. Gottingen*, 118.