

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DEL PÉRMICO Y TRIÁSICO DEL SECTOR DEZA-CASTEJÓN (SORIA)

D.Rey (1) y A.Ramos (1)

(1) Departamento de Estratigrafía. Instituto de Geología Económica. U.C.M.-C.S.I.C. Facultad de Ciencias Geológicas. 28040 MADRID

RESUMEN

Se estudia aquí un área localizada en la provincia de Soria, comprendida entre las localidades de Deza y Castejón. Se ha realizado una cartografía detallada de las rocas que afloran en la zona, con objeto de llevar a cabo posteriormente un estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos.

Se han distinguido un total de seis unidades litoestratigráficas. La más antigua, de edad Pérmico (Autuniense), se denomina Lutitas, Areniscas y Conglomerados del Arroyo Riduero y está presente solo en algunos puntos de la zona. Se trata de depósitos aluviales con aportes volcanoclásticos locales.

La unidad suprayacente está constituida por materiales detrítico-terrágenos de color rojo, de edad Pérmico y/o Triásico inferior (Conglomerados y Lutitas del Araviana), con un espesor y distribución irregular, depositados por sistemas de abanicos aluviales de clima árido y semiárido.

Por encima se encuentran dos unidades detrítico terrígenas: Areniscas de Tierga y Limos y Areniscas abigarrados de Torete, generales en toda la zona y de edad Triásico inferior y/o medio. Estas dos unidades comprenden un complejo de ambientes sedimentarios, desde sistemas aluviales de baja sinuosidad, con predominio de carga de fondo arenosa, evolucionando a techo hasta ambientes litorales de carácter mixto terrígeno-carbonatado.

Por último existen dos unidades carbonatadas: Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, sobre las que se encuentran los materiales evaporíticos, en facies Keuper, de edad Triásico superior. Estas unidades carbonatadas representan la transgresión principal del Tethys sobre Iberia durante el Triásico medio, con la instalación de una plataforma carbonatada que evolucionó durante el Triásico superior a las facies tipo *sabkha* del Keuper.

Palabras clave: Soria, Pérmico, Triásico, cartografía, sedimentología, estratigrafía.

ABSTRACT

We have studied here the Deza-Castejón area, in Soria province. A detailed mapping has been carried out in this area together with a stratigraphical and sedimentological study of the permian and triassic deposits.

Six lithostratigraphic units have been distinguished. The Lutitas, Areniscas y Conglomerados del Arroyo Riduero is the oldest studied unit (Autunian, Early Permian). This unit appear only in some localized areas and consists of alluvial deposits with some volcanoclastic material.

The overlying unit (Conglomerados y Lutitas del Araviana) mainly include nonmarine continental red beds resulting from an alluvial fan setting, in an arid to semiarid climate. Thickness and distribution is quite irregular in this area. Its age probably ranges between Permian and/or Early Triassic.

The two overlying siliciclastic units (Areniscas de Tierga and Limos y Areniscas abigarrados de Torete), Early to Middle Triassic in age, were deposited all over the studied area. These units show an upwards evolution from sandy bed-load, low sinuosity braided streams into mixed carbonate-terrigenous marginal marine environments.

The Triassic evolution in this area shows the presence of a carbonate platform (Dolomías de Tramacastilla and Limos y Areniscas abigarrados de Torete units) that are the result of the Tethys sea transgression over Iberia during the Middle Triassic. The uppermost Triassic sediments in this area consist of evaporitic *sabkha* deposits (Keuper facies).

Key words: Soria, Triassic, Permian, mapping, stratigraphy, sedimentology.

Rey, D. y Ramos, A. (1991): Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico del sector Deza-Castejón (Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 105-125.

Rey, D. and Ramos, A. (1991): Triassic and Permian stratigraphy and sedimentology in the Deza-Castejon area (Soria province). *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 105-125.

1. INTRODUCCIÓN

El objeto de este trabajo es el de reconocer las características estratigráficas y sedimentológicas de los materiales pérmicos y triásicos del sector más noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estos materiales ocupan una franja de dirección noroeste-sureste, aflorando entre las localidades de Deza y Cardejón en la provincia de Soria (Fig. 1).

En la Figura 1 se representa el mapa geológico de esta zona. En él se observan tres conjuntos mayores correspondientes a los materiales del paleozoico inferior (Pzi); pérmicos y mesozoicos (P, B1, B2, M, K, J, C1 y C2) y terciarios y cuaternarios (Tc y Q).

El Paleozoico presenta un registro muy incompleto, estando únicamente representado por los términos superiores y/o medios de los Sistemas Cámbrico y Pérmico. El Paleozoico inferior constituye el basamento hercínico, que en esta zona está representado por margas, calizas, dolomías y areniscas de edad Acadiense (Cámbrico medio) y por cuarcitas, pizarras y areniscas de edad Postdamiense (Lotze, 1929).

Los materiales que en este trabajo se adscriben al Pérmico fueron descritos originalmente por Monroe (1968), en un estudio regional sobre el área del Reznos (Soria). Posteriormente, Desparmet *et al.* (1972), estudian con mayor detalle los materiales vulcanoclásticos existentes por debajo de las series rojas, atribuidas al Triásico. Los trabajos de de la Peña *et al.* (1977 a y b), son fundamentales con respecto a estos materiales, ya que por primera vez, se encuentran argumentos paleontológicos que permitan atribuirlos al Autuniense.

El Mesozoico está representado en la zona por el Triásico y el Cretácico fundamentalmente, ya que los afloramientos Jurásicos tienen muy poca extensión, apareciendo en series mal desarrolladas y pobremente conservadas.

Son escasos los trabajos anteriores sobre los materiales triásicos de esta zona; los más recientes, en áreas cercanas de la Cordillera Ibérica, son los de Ruiz (1974), Vilas *et al.* (1977), Arribas y Soriano (1984), García-Royo y Arche (1987), Arribas y de la Peña (1984), Arribas (1985, 1987) y Marfil y Gómez-Gras (1990). Arribas (1985) establece la base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk de la zona, definiendo un Grupo Detrítico con cuatro unidades (Conglomerados y Lutitas del Araviana, Areniscas de Cálcena y Lutitas y Margas de Trasobares), y un Grupo Carbonatado con dos unidades (Dolomías Basales y Dolomías y Margas Superiores).

Floquet *et al.* (1981) estudian el Cretácico de la zona, cuya base estaría formada por las arenas en facies Utrillas, a las que suceden una serie de calcarenitas bioclásticas, calizas dolomiticriticas y calizas nodulosas, que abarcan del Maastrichtiense al Paleoceno.

Es de destacar la importante erosión, que tuvo lugar en la zona, previa a la sedimentación de las arenas en facies Utrillas. De esta forma, esta unidad se apoya en discordancia erosiva, alternativamente sobre los materiales del Jurásico, sobre las facies Keuper, sobre las

distintas unidades de las facies Muschelkalk o incluso, directamente sobre el Buntsandstein (Fig. 1).

El Terciario está representado por un Mioceno inferior y medio, constituido por conglomerados, y por un Oligoceno superior, constituido por conglomerados, margas y calizas.

El Cuaternario está formado por materiales detríticos normalmente asociados a cursos fluviales actuales (aluvial) y a un coluvial muchas veces indiferenciado.

2. ESTRATIGRAFÍA

Se han distinguido seis unidades litoestratigráficas en esta zona (Fig. 2). Todas ellas tienen carácter informal a excepción de aquellas que ya han sido definidas formalmente con anterioridad en otras áreas y que se reconocen aquí.

Se ha diferenciado una sola unidad para los materiales pérmicos: Lutitas, Conglomerados y Areniscas del Arroyo Ruidero. Para el Triásico se reconocen los tres litotipos germánicos del denominado Trias Ibérico (Sopeña *et al.*, 1988), es decir: Buntsandstein, Muschelkalk, con una sola barra carbonatada y Keuper. Para los materiales del Buntsandstein se han diferenciado tres unidades litoestratigráficas, las dos inferiores corresponden muy posiblemente a la Ibérica. En facies Muschelkalk se reconocieron las unidades Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela definidas por Pérez-Arlucea y Sopeña (1985) en el noreste de la Sierra de Albarracín (Guadalajara).

2.1. Pérmico

2.1.1. Lutitas, Areniscas y Conglomerados del arroyo Ruidero

Esta unidad está compuesta por lutitas con intercalaciones de conglomerados y areniscas (Fig. 2) que pueden ser de origen volcanosedimentario, así como rocas piroclásticas (de la Peña *et al.*, 1977).

Las lutitas representan la litología principal de esta asociación. Dentro de la fracción menor de 2 micras, el componente principal es la illita, que puede llegar a alcanzar el 100%, y en menor proporción, la caolinita (máximo 20%) y clorita (máximo 10%). A techo la proporción de caolinita es más importante. Pueden presentar laminación paralela, cantos lábiles, bioturbación, niveles lenticulares de areniscas y costras ferruginosas, así como abundantes restos vegetales.

Las areniscas son predominantemente de grano medio y grueso. Su redondez es difícil de estimar dada la importancia de los procesos de corrosión y la abundancia de formas euhedrales heredadas. Composicionalmente los granos son de fragmentos de roca volcánica (10-40%) de cuarzo poli y monocristalino (5-20%) y de feldespato potásico; y en menor proporción, moscovita, biotita y feldespato potásico, en proporciones no superiores al 5%. Los fragmentos de roca volcánica

son muy abundantes y fundamentalmente cuarcíticos. Aparecen también texturas feldespáticas y traquíticas, fragmentos de vidrio y cenizas. La matriz es muy abundante en la mayor parte de los casos, aunque su proporción puede variar entre el 5 y el 60%. Composicionalmente es de illita y caolinita-sílice. El cemento es ferruginoso y carbonatado. El estudio de las proporciones relativas de estos componentes las sitúa entre grauvacas y litarenitas.

Los conglomerados son de cantos de cuarcita, pizarra, arenisca, cuarzo y fragmentos de roca volcánicos. Su tamaño varía entre los 2 y 15 cm cuyo centil suele ser de 32 cm, pudiendo ser ocasionalmente mayores. Mayoritariamente son granosostenidos. La matriz es arenosa, presentando normalmente una coloración rosada, pudiendo alcanzar un contenido lutítico muy importante. El cemento es silíceo y ferruginoso, este último puede tener gran importancia, llegando a formar encostramientos. Normalmente son cuerpos de cierta extensión lateral que se acuñan lateralmente de forma suave y con base erosiva bastante plana, pudiendo presentar en algunos casos una base cóncava, y estratificación cruzada planar y de surco. Ocasionalmente pueden existir intercalaciones de pocos centímetros de lutitas y/o areniscas con *ripples* y bioturbación.

El espesor total de esta unidad es bastante variable, pudiendo llegar a alcanzar un máximo de 135 m. Sólo aparece en el sector comprendido entre los pueblos de Sauquillo de Alcazar, La Quiñonera y Reznos (Fig. 1). Se apoya en discordancia angular sobre los materiales del Paleozoico inferior, estando el contacto ligeramente alterado; y es recubierta a su vez por las series siliciclásticas rojas de la unidad Conglomerados y Lutitas del Araviana. El punto óptimo de observación se sitúa a unos 2 km al sur de Sauquillo de Alcázar, siguiendo el curso del arroyo Ruidero (Fig. 1).

Estos materiales fueron citados por primera vez por Monroe (1968); y posteriormente por Desparment *et al.* (1972), quienes los atribuyeron al Pérmico, por criterios no paleontológicos. Sin embargo no fueron datados con precisión hasta que de la Peña *et al.* (1977) encontraron restos vegetales que permiten asignarlos al Autuniense.

2.1.2. Conglomerados y Lutitas del Araviana

Litológicamente esta unidad está compuesta por conglomerados y lutitas de color rojo, en cuya parte superior pueden aparecer intercalaciones arenosas (Fig. 2). Ha sido dividida en dos subunidades: una inferior conglomerática que suele dar relieves positivos, y una superior más lutítica.

Subunidad inferior:

Está constituida por conglomerados, y en menor grado por lutitas. Presenta una variabilidad importante. Los conglomerados están constituidos por cantos de cuarcita, esporádicamente pueden aparecer cantos de

cuarzo y de arenisca y más raramente de materiales volcánicos. Son subredondeados y subangulosos, pudiendo presentar una pátina ferruginosa y retrabajamiento superficial eólico, lo que les confiere un color y brillo característicos. Su granulometría está comprendida entre los 0,5 y los 15 cm, estando la distribución modal en torno a un intervalo situado entre los 5 y 10 cm. La matriz es arenosa, a veces con un componente lutítico importante. El cemento es silíceo y ferruginoso. En ocasiones la matriz arenoso-lutítica puede cobrar una importancia mayor llegando incluso a no ser granosostenidos. Estos conglomerados suelen ser de naturaleza masiva, si bien en ocasiones pueden presentar imbricación y cierta organización. Estos niveles alternan con frecuencia con niveles arenosos y lutíticos, que excepcionalmente pueden alcanzar hasta 5 m de espesor.

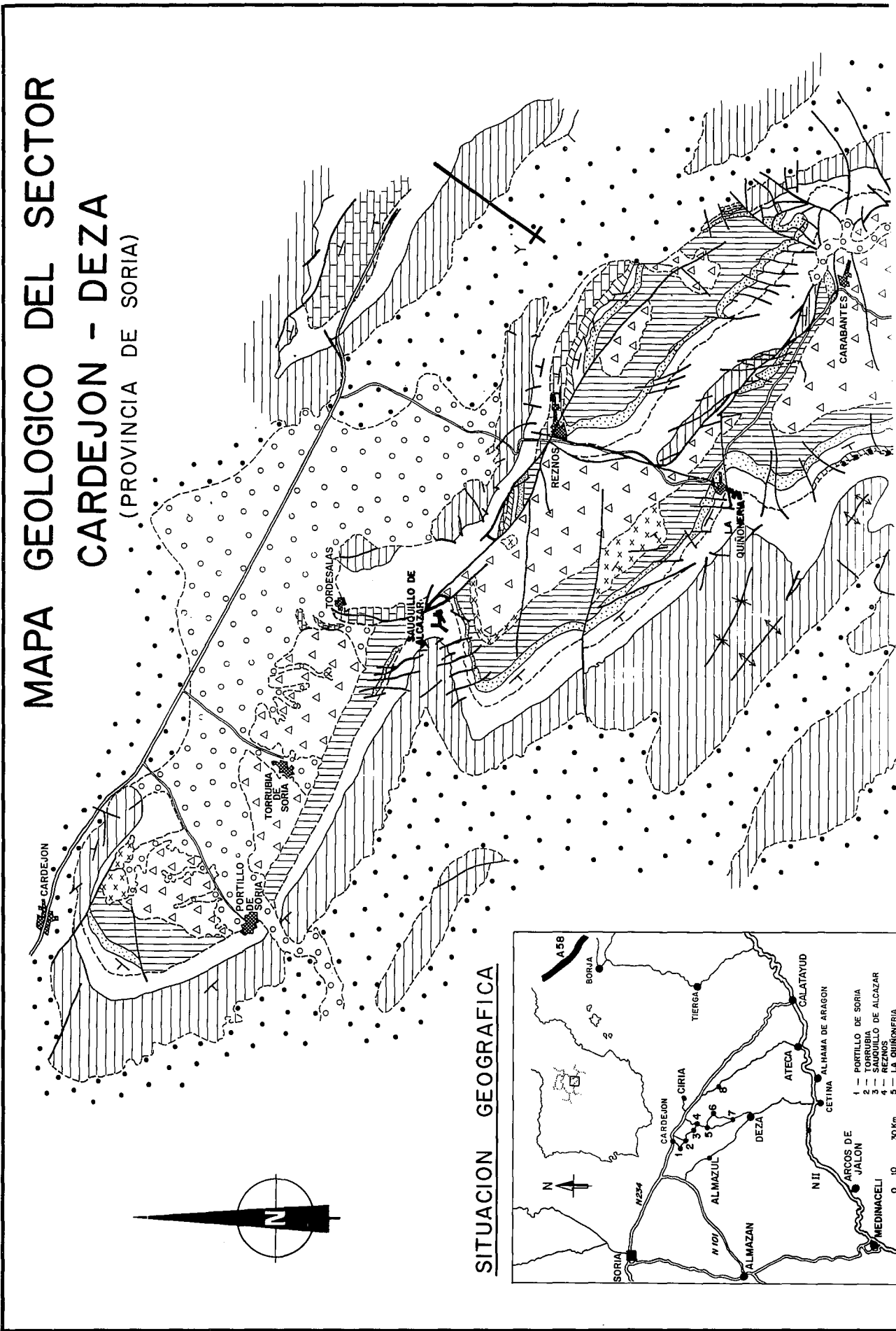
En el sector centro-oriental (Fig. 1), las características tanto composicionales como texturales y estructurales de estos conglomerados experimentan una notable variación con respecto a los descritos anteriormente. En este caso, son unos conglomerados angulosos y mal redondeados con cantos de pizarra, arenisca y cuarcita que ocasionalmente pueden ser de cuarzo y de rocas volcánicas, llegando a ser granosostenidos. El tamaño de los cantos varía normalmente entre 1 y 5 cm, constituyendo una brecha con una matriz lutítico-arenosa importante. Su aspecto es caótico y desorganizado con intercalaciones lutíticas de espesor muy variable. Pueden apreciarse de forma ocasional variaciones notables en el tamaño de los cantos, así como cambios en su angulosidad y redondez y enriquecimientos en la proporción de lutitas en la matriz. También se observan suaves cicatrices erosivas internas. En algunas zonas puede aparecer un enrejado calcítico de tipo secundario. Presentan estratificación cruzada de surco y planar.

Subunidad superior:

Estratigráficamente se sitúa de forma concordante sobre la subunidad anterior. Son lutitas rojas que pueden estar bioturbadas, con intercalaciones arenosas y niveles carbonatados. Las intercalaciones arenosas tienen muy poco espesor no superando los 50 cm en casi ninguna ocasión. Son de grano medio a fino, presentan base erosiva y tienen poca extensión lateral, pudiendo estar bioturbadas. Con frecuencia forman pequeños niveles que no suelen sobrepasar los 50 cm de espesor, tienen entonces un tamaño de grano ligeramente más fino y son más continuos lateralmente. Pueden presentar estratificación cruzada de surco a pequeña escala, *ripples* y laminación paralela.

Ocasionalmente pueden aparecer intercalaciones de conglomerados con estratificación cruzada planar; estos niveles no suelen superar los 2 m de espesor, son muy escasos y de naturaleza cuarcítica.

El espesor de esta unidad varía entre los 62 m del sector suroeste en La Alameda, y los 196 m medidos en la zona centro-oriental, observándose por tanto una



clara disminución de norte a sur. (Fig. 1). Los conglomerados de la subunidad inferior pueden llegar a alcanzar al menos los 40 m, aunque no se ha podido precisar el rango en el que varía su potencia. Las lutitas rojas de la subunidad superior suelen sobrepasar los 90 m de espesor, excepto en La Alameda donde no superan los 40 m.

La subunidad inferior se apoya en discordancia angular sobre las pizarras, cuarcitas y areniscas del Paleozoico inferior (Cámbrico); o sobre las Lutitas, Areniscas y Conglomerados del Arroyo Ruidero (Pérmico), también en discordancia angular, aunque ésta no es tan acusada. El contacto con el Paleozoico inferior suele estar muy alterado, presentando una coloración violácea y rojiza característica. Concordante sobre la subunidad superior se apoyan las Areniscas de Tierga. El límite entre ambas unidades puede ser establecido con bastante exactitud cartográficamente, dado el importante cambio litológico que representa, pasándose de unos materiales fundamentalmente lutíticos de color rojo oscuro (subunidad superior) a una unidad fundamentalmente arenosa y de colores más claros (Areniscas de Tierga).

Esta unidad está presente en casi toda la región estudiada. Sus características son muy variables para la subunidad inferior, y bastante homogéneas para la subunidad superior. En el sector centro-oriental, la subunidad inferior presenta cantos de menor tamaño y de composición más variada que en el resto de la zona. Así mismo, la matriz es más abundante y los materiales son más caóticos y desorganizados. La extensión areal de este tipo de materiales está muy restringida a este sector, no apreciándose con claridad las posibles variaciones en la vertical. La subunidad superior presenta una homogeneidad mucho mayor, tanto en lo que se refiere a su extensión areal, como a sus variaciones verticales.

El punto óptimo de observación está situado al noroeste de Carabantes para la subunidad inferior, y a 2,5 km al norte de La Alameda, al oeste de la carretera que va de esta localidad a La Quiñonería, para la subunidad superior.

La definición originaria de esta unidad se debe a Arribas (1985), para el área norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Las variaciones existentes con respecto al área de la que se ocupa este trabajo, impiden que se realice una correlación totalmente precisa con dicha área. Sin embargo hemos adscrito estos materiales a la unidad Conglomerados y Lutitas del Araviana a la espera de que estudios más amplios puedan confirmar o refutar dicha hipótesis. De la misma forma podría pensarse que las subunidades inferior y superior aquí descritas podrían corresponder respectivamente, a los Conglomerados del Moncayo y a las Lutitas de Tabuena de Arribas (1985).

No se han encontrado criterios paleontológicos que permitan precisar la edad de estos materiales, si bien, por su posición estratigráfica, así como por el tipo de facies que presentan, y en relación con las correlaciones de Arribas (1985), pensamos que podría tratarse de

materiales de edad pérmico superior. Sin embargo no se descarta en absoluto la posibilidad de que su edad fuese más reciente, dentro del Triásico inferior o incluso medio.

2.2. Triásico

2.2.1. Areniscas de Tierga

Está compuesta mayoritariamente por areniscas rojas o blancas, y secundariamente por lutitas (Fig. 2). Las areniscas son de tamaño de grano variable, siendo predominantes las de grano medio. Los granos son subredondeados y subangulosos, siendo los contactos entre éstos puntuales y largos. Composicionalmente los granos son de cuarzo poli y monocristalinos, y de feldespato potásico, y en menor proporción, micas y fragmentos de roca. Los granos de cuarzo están fracturados y tienen abundantes crecimientos secundarios. Los granos de feldespato potásico están ligeramente menos redondeados que los anteriores y presentan alteraciones a minerales de arcilla, muy probablemente sericita, las micas suelen ser moscovita y biotita, encontrándose normalmente orientadas y concentradas en láminas. Los fragmentos de roca son muy escasos y suelen aparecer muy alterados. La matriz está compuesta por minerales de arcilla y es muy escasa. El cemento aparece en porcentajes variables. Es fundamentalmente carbonatado (calcita + dolomita), también silíceo (sintaxial de cuarzo) y feldespático.

La composición petrológica de las areniscas varía entre arcosas y subarcosas. Las lutitas se presentan en porcentajes variables, siendo menos importantes en los tramos intermedios. A ellas están asociados encostramientos ferruginosos de diversa importancia.

Los cuerpos arenosos están separados mediante cicatrices erosivas relativamente planas, y poseen cierta continuidad lateral. La estructura interna de todas las formas es variada y compleja siendo frecuente la estratificación cruzada de surco y planar, y en menor grado la paralela. También pueden aparecer *ripples*, en pequeños niveles o asociados a formas mayores. Pueden observarse del mismo modo, intercalaciones lutíticas de poco espesor. Con cierta frecuencia aparecen niveles de cantos de cuarcita y blandos orientados según la laminación y más o menos dispersos. Su tamaño no supera nunca los 5 cm.

El espesor total de la unidad Areniscas de Tierga varía entre los 40 m de la Alameda y los 80 al sur de La Quiñonería. Se apoya concordantemente sobre la unidad Conglomerados y Lutitas del Araviana, siendo a su vez recubierta por los Limos y Areniscas abigarrados de Torete. En el sector comprendido entre Sauquillo de Alcazar y Cardejón, el techo de la unidad aparece erosionado por las Areniscas en facies Utrillas del Cretácico superior. En este caso el límite suprayacente es discordante. El punto óptimo de observación es a la salida del pueblo de La Alameda, por la carretera que conduce a La Quiñonería (Fig. 1).

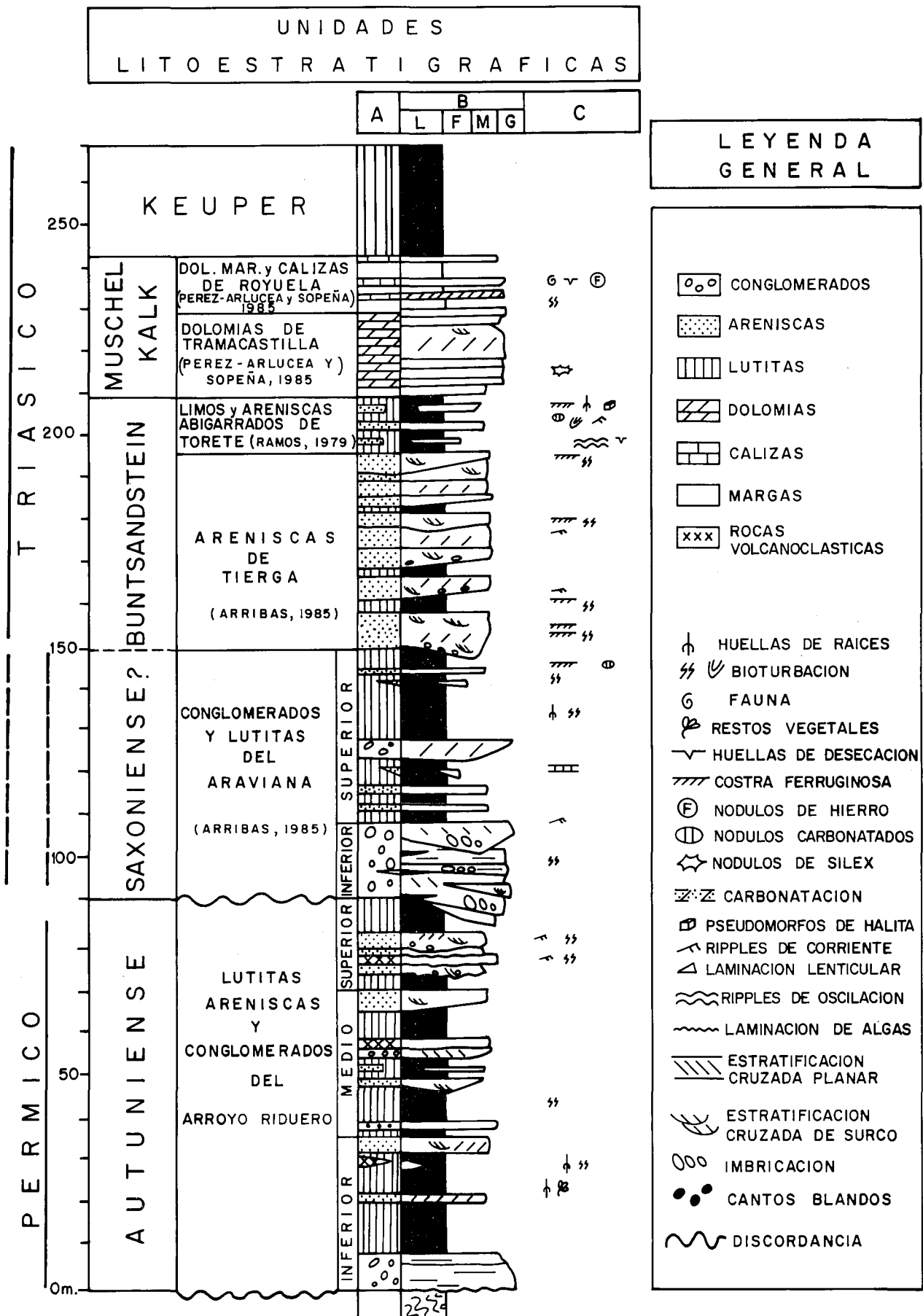


Fig. 2.-Columna estratigráfica, unidades litoestratigráficas y principales características. A: litología, B: tamaño de grano (L, lutitas; F, M, G, areniscas de grano fino, medio y grueso), C: estructuras sedimentarias.

Fig. 2.-Stratigraphic column showing general characteristics and main lithostratigraphic units. A: lithology, B: grain size (L, mudstone; F, M, G; fine, medium and coarse grained sandstone), C: sedimentary structures.

La unidad Areniscas de Tierga fue descrita originariamente por Arribas (1985), en el área septentrional de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Aunque este autor divide esta unidad en distintas subunidades, no ha sido posible reconocerlas en este área debido a la existencia de variaciones importantes hacia la zona noroeste, en la que se encuentra este trabajo. De forma provisional, adscribimos los materiales anteriormente descritos a la unidad Areniscas de Tierga, a la espera de que estudios posteriores puedan precisar esta correlación. Consideramos así mismo, que su edad es muy posiblemente Triásico inferior o medio.

2.2.2. Limos y Areniscas abigarrados de Torete

Esta unidad está compuesta fundamentalmente por lutitas rojas con intercalaciones de areniscas de color, ocre, blanco y rojo (Fig. 2). La alternancia de arenas y lutitas es la que tienen mayor importancia dentro de la unidad, con niveles que pueden alcanzar espesores superiores a los 4 m. Las intercalaciones de areniscas son en general de mucho menor espesor e importancia, siendo éstos de orden milimétrico a decimétrico; aunque ocasionalmente pueden llegar a alcanzar un metro de potencia. Presentan cementos dominantes de carbonato en la mitad superior, siendo dominantes los cementos ferruginosos en la mitad inferior en donde llegan en algunos casos a presentar frentes de precipitación secundarios y encostramientos.

Las areniscas pueden presentar estratificación cruzada de surco y planar, así como niveles de *ripples* y bioturbación. En los niveles lutíticos no suele apreciarse bien la estructura interna, excepto en ocasiones laminación paralela. Se observa estratificación lenticular de *ripples* en aquellos niveles que son más arenosos.

El espesor de la unidad es difícil de estimar. Se han medido espesores máximos de al menos 20 m en las inmediaciones de Reznos, al borde del camino que baja hacia el este (Fig. 1). En otras zonas llegan a estar reducidos a menos de un metro. Está presente en toda la zona excepto en el área noroeste (Fig. 1), en donde no existe por la erosión previa a la sedimentación del Cretácico en facies Utrillas. Se apoya concordantemente sobre las Areniscas de Tierga, y es recubierta, a su vez por los materiales carbonatados de la unidad Dolomías de Tramacastilla.

Esta unidad fue definida originariamente por Ramos (1979), dentro de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Posteriormente Pérez-Arlucea y Sopena (1985) reconocen la existencia de esta unidad en zonas más amplias, y establecen su correlación con la unidad Lutitas y Yesos de Tramacastilla (Pérez-Arlucea y Sopena, 1985), que representa el tramo lutítico-evaporítico intermedio entre los niveles carbonatados del Muschelkalk (Triásico Mediterráneo) en las áreas más orientales. No existen datos objetivos sobre la edad de esta unidad, sin embargo por su posición estratigráfica y las correlaciones establecidas por Arribas (1985) y Sopena *et al.* (1988) debe incluirse en el Triásico medio.

2.2.3. Dolomías de Tramacastilla.

Esta unidad está compuesta en este área, por dolomías de color gris claro y rosáceo muy recristalizadas (Fig. 2). Los niveles basales tienen intercalaciones de lutitas y areniscas en niveles de muy poco espesor. Se observa la concentración de nódulos de sílex en niveles concretos, algunos de ellos alcanzan los 30 cm de diámetro. Están muy recristalizados, distinguiéndose tan sólo en la mayoría de los casos un mosaico de cristales de dolomía cuyo tamaño es variable. La calcita es escasa y sólo aparece rellenando grietas o poros. Excepcionalmente pueden observarse fantasmas de aloquímicos.

En la base aparecen terrigenos en una proporción importante, siendo la composición de éstos fundamentalmente de granos de cuarzo o minerales ferruginosos.

La gran dolomitización de esta unidad no permite una clara observación de las estructuras sedimentarias existentes. Aparecen *ripples* y bioturbación, y con menor frecuencia, estratificación cruzada planar de bajo ángulo, y ocasionalmente laminación paralela.

El espesor de esta unidad, cuando se presenta completa, es bastante constante, alrededor de los 60 m. Esta unidad es concordante sobre la infrayacente Limos y Areniscas abigarrados de Torete. El contacto superior puede ser, o bien concordante con la unidad suprayacente (Dolomías, Margas y Calizas de Royuela) o bien existe una discordancia erosiva con la facies Utrillas del Cretácico superior. El punto óptimo de observación en este área está situado unos 2 km al suroeste de Sauquillo de Alcázar.

Esta unidad fue definida por Pérez-Arlucea y Sopena (1985) para la zona central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. Estos autores se basan para esta definición en la unidad "Capas Dolomíticas" establecida por Hinkelbein (1965, 1969) para la zona de Albarraçín, y sería equivalente a las "Dolomías Basales" de Arribas (1985) para la zona norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica.

No ha sido encontrado ningún resto paleontológico que permita datarla, sin embargo por su posición estratigráfica y en relación con los datos obtenidos por Marín (1974) en el área de Montalbán (Teruel), así como las correlaciones establecidas por Arribas (1985) y Sopena *et al.* (1988) puede atribuirse al Ladinense.

2.2.4. Dolomías, Margas y Calizas de Royuela.

Esta unidad está constituida por dolomías margosas y dolomías que alternan con margas (Fig. 2). Ocasionalmente y hacia techo pueden ser margas dolomíticas. En sección delgada, en los tramos dolomíticos es difícil observar algo más que un mosaico de cristales de dolomita de tamaño variable, pudiéndose observar en algunos niveles, y de forma excepcional, algunos fantasmas de aloquímicos. A techo algunos niveles son brechoideos.

Ocasionalmente se observa estratificación cruzada planar, laminación debida a *ripples* y paralela, así

como nódulos ferruginosos a techo de algunos niveles. La bioturbación es bastante abundante en toda la unidad.

En el área situada al sur del anticlinal cretácico de Sauquillo de Alcázar (Fig. 1), la unidad alcanza el mayor espesor medido (30 m), sin que sin embargo se pueda descartar la posibilidad de que la serie alcance espesores mayores. En áreas cercanas a Sauquillo de Alcázar y Cardejón (Fig. 1), esta unidad puede estar parcial o totalmente erosionada. El límite inferior de esta unidad lo constituyen las Dolomías de Tramacastilla, sobre las que se encuentra en continuidad sedimentaria. El límite superior es en general difícil de observar con exactitud. En ocasiones, las facies Keuper se apoyan en continuidad sobre ella, pero con más frecuencia, la erosión pre Cretácico superior ha dado lugar a una discontinuidad erosiva, sobre la que se encuentran las facies Utrillas.

Esta unidad fue definida por Pérez-Arlucea y Sopena (1985) en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, precisándose los límites, características y extensión de la misma en base a la unidad "Capas de Royuela" definida por Hinkelbein (1965, 1969) en Albarracín. Asimismo, esta unidad equivaldría a las "Dolomías y Margas Superiores" definida por Arribas (1985) en la zona norte de la Rama Aragonesa.

No existen datos paleontológicos en esta zona para precisar la edad de esta unidad, por ello la hemos atribuido al Ladiniense en base a las correlaciones generales establecidas en áreas cercanas por diferentes autores (Marín, 1974; Arribas, 1985; Sopena *et al.*, 1988).

3. SEDIMENTOLOGÍA

Para llevar a cabo el estudio sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos de esta zona, se han establecido en total ocho facies conglomeráticas, cinco facies de areniscas, dos facies para los materiales lutíticos, y otras dos para los materiales carbonatados (Figs. 3 y 4). Estas facies se organizan en secuencias y asociaciones de facies, cuya descripción detallada se realiza a continuación.

3.1. Lutitas, Conglomerados y Areniscas del arroyo Ruidero

La mala calidad de los afloramientos de esta unidad no permite llevar a cabo un estudio sedimentológico de detalle. Sin embargo, con los datos obtenidos se han podido caracterizar las tres asociaciones principales (A1, A2, y A3 en la Fig. 5), que corresponden a los tramos inferior, medio y superior de la Fig. 2.

Asociación A1

Corresponde al tramo inferior. Está formada por

conglomerados Gmss, Gt y Gp, areniscas Ap, At y Ar, y lutitas Lb (Fig. 5). Se inicia con una cicatriz erosiva sobre la que siempre se desarrolla un conglomerado basal en facies Gmss cuyo espesor es variable, pero que es muy característico en toda la zona. Este conglomerado se caracteriza por ser granostenido, polimíctico y muy heterométrico, con cantos subredondeados de 10 a 30 cm, matriz arenosa y cemento ferruginoso. A continuación se superponen lutitas (Lb) en las que se intercalan cuerpos arenosos y conglomeráticos con carácter granocreciente, dando lugar a una secuencia formada por areniscas Ap a las que suceden conglomerados Gt, Gp y que es granodecreciente al final, presentando areniscas At o Ar (Fig. 5, A1). Cualquiera de estos miembros puede aparecer aislado intercalándose entre las lutitas.

Las facies conglomeráticas Gmss se interpretan como el resultado de un sistema aluvial relativamente bien organizado, que dejaría materiales asociados a depósitos de tamiz como los definidos por Hook (1967) en Bull (1972) o barras como las de Miall (1978, 1985). Sobre ellos se desarrollarían facies lutíticas de tipo Lb, asociadas muy posiblemente a sistemas aluviales distales como los descritos por Heward (1978), a los que periódicamente llegarían facies arenoso-conglomeráticas como las anteriormente citadas.

Asociación A2

Esta asociación es muy característica del tramo medio (Fig. 2 y 5, A2). Estaría formada mayoritariamente por lutitas rojas, grises, y más raramente verdosas, en las que se intercalan niveles arenosos At, Ap y Ar, que a veces pueden ser conglomeráticos de cantos muy pequeños. Las areniscas presentan cierta secuencialidad formando asociaciones con una tendencia inicialmente granocreciente, que pasan a ser granodecrecientes a techo. Estas secuencias son interrumpidas muy frecuentemente por niveles lutíticos de poco espesor.

Las lutitas Lb están asociadas a momentos de cierta tranquilidad en los que se desarrolla abundante vida (De la Peña *et al.*, 1977). A estas zonas llegan periódicamente aportes arenosos formando un tipo de secuencias en las que sobre una base erosiva se superponen niveles de At, Ap y Ar, y que representan rellenos simples de canales, aparentemente más estables que los anteriores. En numerosas ocasiones los rellenos no son tan simples, apareciendo niveles lutíticos de poco espesor, intercalados entre cualquiera de los distintos términos de la secuencia, dejando éstas incompletas.

Este tipo de asociación podría asimilarse a depósitos de relleno de canal asociados a una llanura aluvial, como los descritos por Cant y Walker (1978).

Asociación A3

Se encuentra sobre todo en el tramo superior. (Fig. 2). Básicamente está formada por una base erosiva a


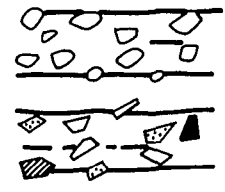

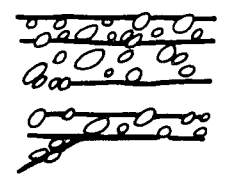
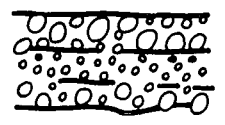
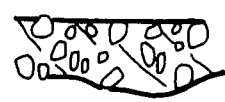
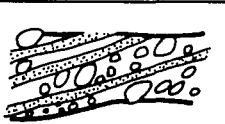
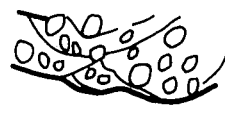
FACIES CONGLOMERATICAS					
Gmc		5 - 10 cm.	GRANOSOSTENIDA. MATRIZ ESCASA. CANTOS ANGULOSOS.	MASIVA.	COLUVIAL. CANCHALES.
Gms		5 - 30 cm.	NO GRANOSOSTENIDA. C. ANGULOSOS. C. SUBANGULOSOS.	BASES EROSIVAS	"DEBRIS-FLOW".
Gmd		5 - 30 cm. 2 - 12 cm.	MATRIZ ABUNDANTE. C.SUBANGULOSOS A. SUBREDONDEADOS.	BASES EROSIVAS TENDIDAS.	CORRIENTES TRACTIVAS. RELLENOS DE CANALES EFIMEROS.
Gmf		2 - 12 cm.	GRANOSOTENIDOS. MATRIZ ARENOSA. C. SUBREDONDEADOS.	IMBRICACION. BASES EROSIVAS MUY TENDIDAS.	CANALES POCO ESTABLES. BARRAS.
Gmss		2 - 30 cm.	GRANOSOSTENIDOS. MATRIZ ARENOSA. C. SUBREDONDEADOS.	IMBRICACION. ESTRATIFIC. HORIZONTAL.	BARRAS. DEPOSITOS DE TAMIZ?
Gp		2 - 14 cm.	GRANOSOSTENIDOS MATRIZ ARENOSA C. SUBREDONDEADOS	ESTRATIFIC. CRUZ.PLANAR. BASES EROSIV.	BARRAS DE GRAVAS TRANSVERSAS.
Glp		< 8 cm.	GRANOSOSTENIDOS. MATRIZ ESCASA. C. SUBREDONDEADOS. ALTERN. DE CON- GLOMER. Y LUTITAS.	ESTRATIF. CRUZ.PLANAR BAJO ANGULO.	BARRAS DE GRAVAS MIXTAS.
Gt		2 - 8 cm.	GRANOSOSTENIDOS. MATRIZ ESCASA. C. SUBREDONDEADOS.	ESTRATIF. CRUZ.DE SURCO.	BARRAS DE FRENTE ONDULADO.
CLAVE	FACIES	TAMAÑO DE GRANO	TEXTURA	ESTRUCTURA	INTERPRETACION

Fig. 3.-Principales características de las facies conglomeráticas.

Fig. 3.-Characteristics of conglomeratic depositional facies types.

la que se superponen niveles de areniscas (At, Ap y Ar ó Vt, Vp) y muy raramente lutitas (Lb) (fig. 5, A3). De forma ocasional, y a la base de algunas de estas secuencias, pueden aparecer niveles conglomeráticos Gmss. Estas facies son más gruesas, y con mayor contenido en materiales de origen volcánico a la base del tramo superior. Hacia el techo se hacen texturalmente más ma-

duros y están mejor organizadas.

Se interpretan como depósitos de retrabajamiento fluvial de series volcánicas, que dan lugar a secuencias de areniscas Ap, At y Ar, que se van haciendo cada vez más maduras a techo, y en las que hay numerosas repeticiones. Los niveles Vp y Vt corresponderían a depósitos cuyos componentes litológicos principales se-

rían de origen volcánico. En algunos de estos niveles sería muy difícil de precisar si son de origen volcano-clástico o fluvial, debido al desmantelamiento de estructuras volcánicas. De la Peña *et al.* (1977) citan en esta serie la presencia de materiales piroclásticos, que indicarían la presencia de un vulcanismo sincrónico con la sedimentación. Asimismo algunos depósitos simila-

res a éstos han sido descritos como de transformación de materiales volcánicos en otras zonas de la Cordillera Ibérica (Marfil y Pérez-González, 1973).

3.2. Conglomerados y Lutitas del Araviana

Las unidades deposicionales que constituyen esta

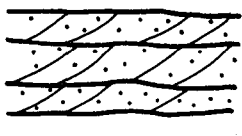




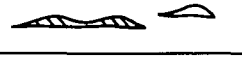

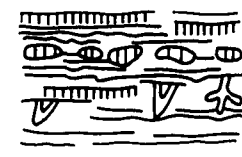
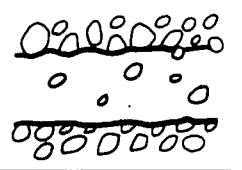

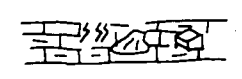
FACIES ARENOSAS				
Ap (vp)		MEDIO - GRUESO	ESTRATIFICACION CRUZADA PLANAR DE BAJO ANGULO A GRAN Y MEDIA ESCALA.	MEGARRIPLES DE CRESTA RECTA. BARRAS ARENOSAS.
At (vt)		MEDIO	ESTRATIFICACION CRUZADA DE SURCO.	MEGARRIPLES DE CRESTA ONDULADA.
Ah		MEDIO - FINO	LAMINACION PARALELA.	FORMAS DE BAJO RELIEVE EN REGIMEN ALTO.
Ar (vr)		FINO	LAMINACION PLANAR A PEQUENA ESCALA.	RIPPLES DE CORRIENTE.
AO			LAMINACION ONDULADA.	RIPPLES DE OSCILACION.
Al			"LENTICULAR BEDDING".	RIPPLES DE CORR. Y DECANTACION.
Abh		FINO - GRUESO	LAMINAC. HORIZONTAL. BIOTURBACION. HUELLAS DE RAICES.	DECANTACION. EDAFIZACIONES.
FACIES LUTITICAS				
Lb			LAMINAC. HORIZONTAL. BIOTURBACION. NODULOS CARBONATADOS. COSTRAS FERRUGINOSAS. HUELLAS DE RAICES.	LLANURA DE INUNDACION.
Lc			MASIVA CON CANTOS DISPERSOS.	"MUD-FLOW".
FACIES CARBONATADAS				
CDr			LAMINAC. ONDULADA	RIPPLES DE OSCILACION.
CDb			BIOTURBACION. FOSILES. PSEUDOMORFOS DE SAL.	COLONIZACION ORGANICA. SALINIZACION.
CLAVE	FACIES	TAMAÑO DE GRANO	TEXTURA	INTERPRETACION

Fig. 4.-Principales características de las facies arenosas, lutíticas y carbonatadas.
Fig. 4.-Characteristics of sandstone, mudstone and limestone facies types.

unidad son cuerpos generalmente tabulares que presentan, como se verá, una variabilidad importante, tanto en lo que corresponde a su evolución vertical, como a su geometría y características sedimentológicas. Están formados por conglomerados, lutitas y areniscas. Los conglomerados presentan normalmente formas tabulares de base plana y erosiva, que a veces puede ser cóncava. Las facies lutíticas son muy abundantes, sobre todo en la parte alta de la unidad. Las areniscas son, por su volumen, menos importantes, apareciendo siempre como subordinadas a los conglomerados. Las facies más características se expresan en la fig. 6.

3.2.1. Subunidad inferior

Está compuesta en su mayor parte por conglomerados que presentan principalmente asociaciones de facies de tipo (B1) y (B2), y de forma subordinada, asociaciones de tipo (C), (D1) y (D2), o (D3) más hacia el techo de la unidad (Figs. 2 y 6).

Las asociaciones de tipo (B) están compuestas en su mayor parte por conglomerados, poco o nada organizados, y con matriz abundante. A partir de una superficie erosiva suave sobre un Paleozoico muy alterado, se desarrollan conglomerados de tipo Gmc, sobre los que se superponen los conglomerados Gms, Gmf y Gmd. El contacto entre las facies Gmf y Gmd con las Gmc se produce a través de una superficie erosiva más marcada (Figs. 6 B1, B2). Presentan intercalaciones lutíticas en facies Lc, aunque éstas suelen ser poco potentes, y muy raramente arenas. La asociación (B1) consiste en una superposición de niveles conglomeráticos Gmf, Gms y lutitas Lc sobre facies Gmc. La asociación (B2) se caracteriza por presentar una base erosiva que puede ser más difusa. Sobre ella se construyen secuencias formadas por conglomerados Gmd, Gms y Lc sin una secuencialidad bien definida. A su base también existen facies de tipo Gmc.

La geometría de los cuerpos de este tipo de asociaciones puede verse en la Figura 7. Pueden existir intercalaciones arenosas ó lutíticas de diversa importancia.

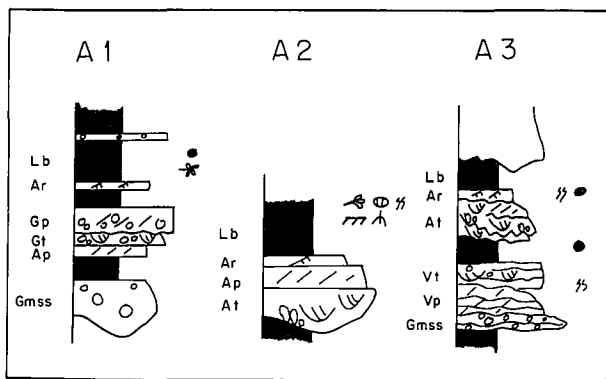


Fig. 5.-Principales asociaciones de facies de la unidad Lutitas, Conglomerados y Areniscas del Arroyo Riduero (Autuniense, Pérmico inferior).

Fig. 5.-Main facies associations in Lutitas, Conglomerados y Areniscas del Arroyo Riduero (Autunian, Early Permian).

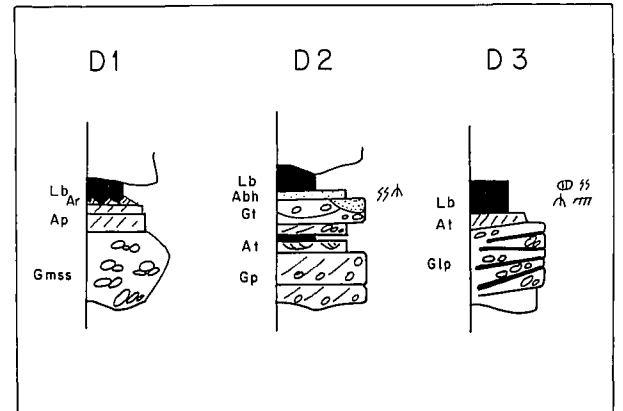
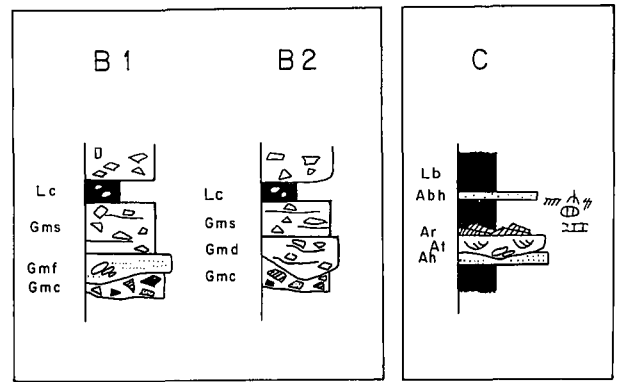


Fig. 6.-Principales asociaciones de facies de la unidad Conglomerados y Lutitas del Araviana (Pérmico-Triásico?).

Fig. 6.-Main facies associations in Conglomerados y Lutitas del Araviana (Permian-Triassic ?).

La asociación (B1) representaría un sistema aluvial de características proximales en el que las facies Gmc corresponderían a coluviones o canchales como los descritos por Heward (1978). Las facies Gms representarían unos depósitos de tipo *debris-flow*, en los que cambios en las condiciones de descarga, o en la relación agua/sedimento, darían lugar las facies de tipo Gmf. Estas corresponderían a canales poco estables o barras mal definidas, no relacionadas con ocupaciones prolongadas del canal (Heward, 1978). Estas facies más organizadas (Gmf) son más numerosas hacia el techo de la subunidad, y se concentran en determinados estadios. Estos materiales podrían ser resedimentados o retrabajados a partir de otros depósitos anteriores del mismo tipo, lo que explicaría su gran variabilidad litológica y textural.

La asociación (B2) representaría una situación más proximal, en la que sobre facies de tipo Gmc se desarrollarían cuerpos en facies Gmd (Fig. 6, B2) siendo intermedias entre las Gms y las Gmf, corresponderían a formas semicanalizadas debidas a situaciones de erosión y relleno que dan lugar a surcos, a veces profundos, de bordes normalmente mal definidos. De éstos se pasaría de forma muy gradacional a las facies Gms (*debris flow*). Estos cambios que pueden apreciarse tanto en la vertical como lateralmente, expresan ciertas variaciones en las condiciones de descarga.

Las facies Lc, intercaladas a lo largo de estas dos asociaciones, y con distinta ocurrencia (Figs. 6 B1, B2 y 7), representan momentos en los que se mueven depósitos de tipo *mud-flow*.

Estas facies aparecen casi exclusivamente restringidas al sector nororiental. Siempre están asociadas a fuertes relieves muy localizados. En conjunto estas asociaciones se interpretan como facies proximales de un sistema aluvial, en el que la movilidad queda prácticamente reducida a periodos de lluvia intensa, durante el que se produciría el transporte, hacia zonas más alejadas, de un material que sería retrabajado, dando lugar a asociaciones de tipo (C) y (D) (Fig. 6), como se verá a continuación. Hacia techo de esta subunidad también se observa el paso, de forma gradual, a una mayor organización de los materiales.

3.2.2. Subunidad superior

Esta subunidad se caracteriza por la existencia de un gran porcentaje de lutitas, con niveles de areniscas de muy poco espesor, formando asociaciones de tipo (C) (Figs. 6 y 8). Tanto a la base, como intercalados ocasionalmente en la secuencia, aparecen conglomerados mucho mejor organizados que los descritos en la subunidad anterior. Forman asociaciones de tipo (D) (Figs. 6, 9 y 10), y son menos frecuentes que las de tipo (C).

La asociación de facies (C) (Fig. 6) es la de más importancia cuantitativa dentro de esta subunidad. Está formada por lutitas Lb, entre las que se intercalan areniscas Ah, At, Ar y Abh, que ocasionalmente pueden estar carbonatadas. Las lutitas tienen un espesor notablemente mayor que el de cualquier otro cuerpo (Fig. 8) ya que las arenas no aparecen normalmente en niveles en los que se superen los 20 cm. Es frecuente encontrar niveles de arenisca carbonatados, o con menos frecuencia pequeños niveles lutítico-arenosos muy ferruginizados, que pueden llegar a formar encostramientos (Fig. 8). También aparecen niveles en los que se concentran nódulos carbonatados, y niveles muy bioturbados con huella de raíces en las lutitas. Esta asociación, representada en la Fig. 8, probablemente indique la existencia de depósitos de llanura de inundación que pudieran estar asociados a *terminal fans* similares a los descritos por Parkash *et al.* (1983). Las arenas podrían representar pequeños canales aislados, algunos de los cuales tendrían carácter efímero. El relleno es normalmente simple. También aparecen niveles más tabulares de areniscas no canalizados y muy posiblemente más relacionados con procesos de tipo *sheet flood* como los descritos por Tunbridge (1981) y Pérez-Arlucea y Sopena (1983, 1986), y relacionados con canales de mayor entidad.

La asociación (D1) (Fig. 6) está formada por conglomerados de tipo Gmss con matriz abundante y base ligeramente erosiva, areniscas con estratificación cruzada planar (Ap), areniscas con laminación debida a *ripples* (Ar), y lutitas (Lb). En conjunto forman una secuencia granodecreciente. Las facies Gmss forman ni-

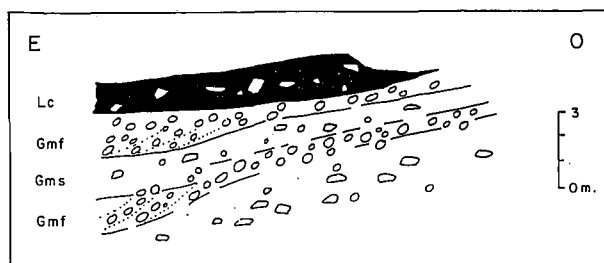


Fig. 7.-Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de facies de tipo (B).

Fig. 7.-Field sketch showing the geometry and organization of type (B) facies associations.

veles de 40 cm a 1,50 m de potencia con granoselección que inicialmente es negativa, para finalizar siendo positiva hacia la parte superior del nivel. Pueden presentar estratificación horizontal, por lo general bastante difusa, e imbricación bien marcada. A estas facies les suceden areniscas de tipo Ap, que representan la migración de dunas de cresta recta, y areniscas con *ripples* (Ar). La secuencia está coronada por lutitas (Lb), normalmente decoloradas y en las que raramente se observa bioturbación con claridad.

La asociación D1 (Fig. 9) representa rellenos de canales de baja sinuosidad en aguas con carga de fondo mixta. En los niveles de conglomerados Gmss, la estratificación horizontal, aunque raramente bien definida puede representar la acumulación de barras longitudinales de pequeño tamaño (están apilados en contactos no erosivos). La no definición, tan frecuente, de la estratificación horizontal y las variaciones de la proporción de matriz, depende muy posiblemente de los cambios en las características del flujo, y de que éste pueda ser más o menos continuo. Por encima las facies arenosas, primero con formas de escala media y grande (Ap), después con formas menores (Ar) y por último las lutitas (Lb), indican el declive de la etapa de inundación (Heward 1978). Según Hook (1967), en Bull (1972), secuencias de esta naturaleza, cuando no aparecen claramente canalizadas, o muy incompletas, pueden atribuirse a depósitos de tamiz, aunque su geometría sea difícil de definir, lo que hace difícil su interpretación.

La asociación de facies (D2) está formada por conglomerados (Gp y Gt), areniscas (At y Abh), así como por lutitas (Lb) (Fig. 6). Son cuerpos complejos de conglomerados en los que dominan las facies de tipo Gp (Fig. 10). Estas facies corresponden a barras muy probablemente transversas como las definidas por Miall (1977, 1985), cuyo tamaño no es muy grande. El tipo de relleno de los canales es muy variado (Fig. 10). Hay rellenos de gravas masivas (Gt), así como rellenos por arenas, producidos por la migración de dunas de cresta recta (Ap) o sinuosa (At), que pueden estar relacionados con crecimientos de cuñas arenosas laterales a las barras. En las caras de avalancha de algunas de estas formas de relleno pueden observarse, intercaladas entre las formas At, formas menores de tipo Ar y luti-

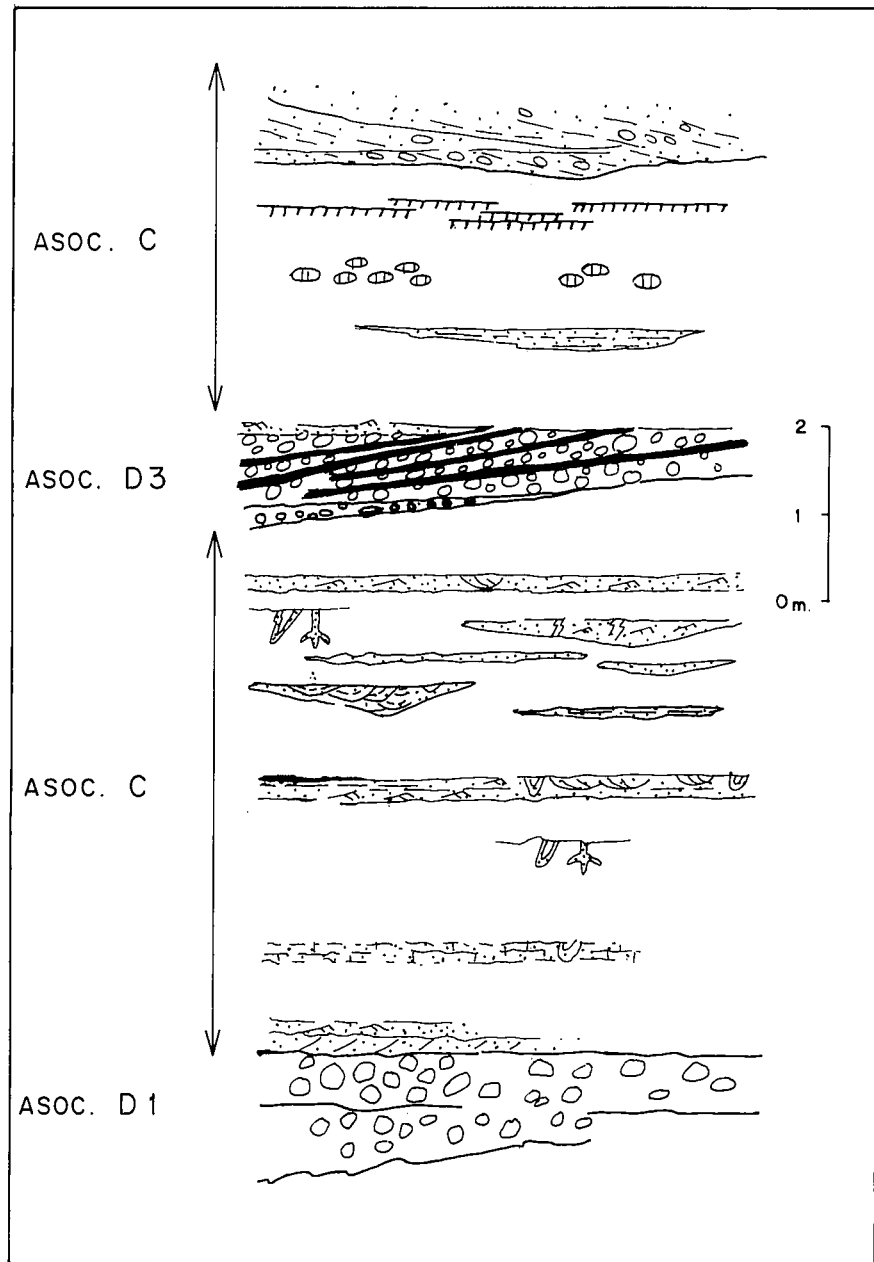


Fig. 8.-Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de facies de tipo (C) y (D).
Fig. 8.-Field sketch showing the geometry and organization of type (C) and (D) facies associations.

tas (Fig. 10). Estas formas menores serían el resultado de las constantes fluctuaciones del régimen en los canales, en los que parte del relleno se efectuaría en momentos de aguas bajas. En momentos de inundación, en los que las barras de gravas estarían sumergidas, existiría una migración de formas arenosas mayores (At), por encima del relleno anterior (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1983, 1986). Las superficies erosivas horizontales que se observan separando los cuerpos de facies Gp (Fig. 10), representan las sucesivas fases del relleno, estando éste generalmente incompleto. Ello puede deberse a la frecuente y relativamente rápida migración de los canales (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1983). Así mismo, estas variaciones dan lugar a frecuentes exposiciones subaéreas, lo que queda reflejado en las facies Abh (Figs. 6 y 10).

La asociación de facies (D3) está formada por gravas (Gp), areniscas (Ap) y lutitas (Lb) a techo (Fig. 6). Son niveles de gravas con estratificación cruzada planar de muy bajo ángulo e intercalaciones lutíticas entre algunos de estos niveles (Fig. 8, Asoc. D3). La base es erosiva y suele estar formada por un microconglomerado. Representan barras transversales o *sheets* de gravas como los definidos por Miall (1977, 1978), producidos en periodos de inundación, en los que se movilizan gravas de forma restringida y no bien canalizada.

Los niveles edáficos presentes en relación a las tres asociaciones descritas anteriormente, son relativamente abundantes, indicando periodos de sedimentación escasa o nula en la llanura aluvial. Heward (1978) indica que asociaciones de este tipo pueden estar relacionadas con los segmentos más distales de los abanicos.

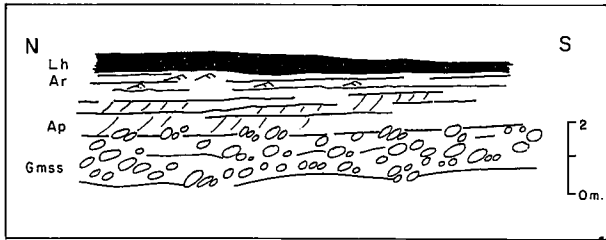


Fig. 9.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de facies de tipo (D1).

Fig. 9.- Field sketch showing the geometry and organization of type (D1) facies associations.

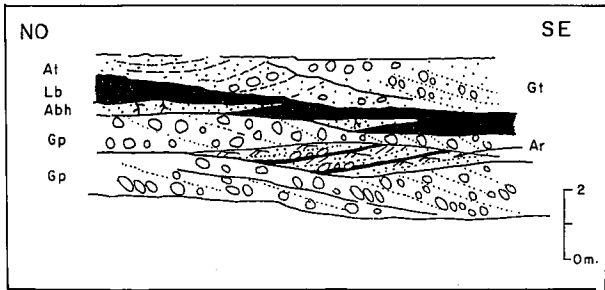


Fig. 10.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de facies de tipo (D2).

Fig. 10.- Field sketch showing the geometry and organization of type (D2) facies associations.

3.3. Areniscas de Tierga

Esta unidad está constituida por cuerpos arenosos de continuidad lateral bastante variable. Estos cuerpos están separados por cicatrices erosivas importantes. Esporádicamente se intercalan niveles lutíticos de diversa importancia. Aunque las areniscas son las facies más representativas, es de destacar que las lutitas pueden llegar a alcanzar hasta el 30%, e incluso más en algunos puntos. A techo, las arenas están mejor seleccionadas y aparecen con mayor frecuencia y abundancia los cantos blandos que en la base, donde son más abundantes los de cuarcita.

Se han distinguido tres asociaciones de facies (Fig. 11): dos de ellas con neto predominio de las areniscas (E1 y E2) y una fundamentalmente lutítica (F).

Asociaciones de facies E

La asociación (E1) (Fig. 11) se inicia con una base erosiva asociada a la cual pueden existir cantos blandos y de cuarcita, y areniscas (At) rellenando las irregularidades de ésta. Sobre ellas se superponen facies Ap, seguidas en ocasiones de facies At, y terminan con facies Abh, Ar y Lb. Los cantos blandos pueden aparecer, no sólo confinados a la base de las unidades deposicionales, sino extenderse a lo largo de las láminas de forma más dispersa. Las acumulaciones de Ap y At constituyen el principal componente de esta asociación, pudiendo estar presentes o no el resto de las facies.

Las facies de tipo Ap suelen aparecer de forma más o menos aislada y casi sin modificar (Fig. 12), o como formas complejas amalgamadas. Las láminas pueden ser rectas o hacerse asintóticas en la base. Este tipo de facies han sido descritas como debidas a la migración de *sand waves* (barras transversales) (Harms, 1975; Cant y Walker, 1978; Ramos *et al.* 1983). La migración se produce bajo flujos unidireccionales de menor energía que los necesarios para formar dunas de frente lunado. Cuando están asociados a estratificación cruzada de surco, se interpretan como facies de influencia mixta entre el relleno de canal y los *sand flats* de Cant y Walker (1978). La migración de dunas de cresta recta por el fondo del canal, o lateralmente a formas mayores, da lugar a areniscas Ap de menor escala y mayor ángulo.

Las facies de tipo At (Fig. 11, E1), también pueden aparecer a distinta escala. A escala pequeña y media, suelen estar asociadas a facies de tipo Ap (Fig. 12). Se interpretan entonces como debidas a la migración de dunas de cresta sinuosa por el fondo de los canales,

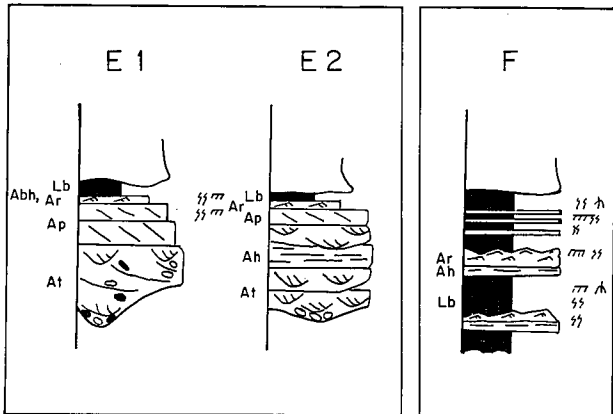


Fig. 11.- Principales asociaciones de facies de la unidad Areniscas de Tierga (Triásico inferior y/o medio).

Fig. 11.- Main facies associations in Areniscas de Tierga (Early-Middle Triassic).

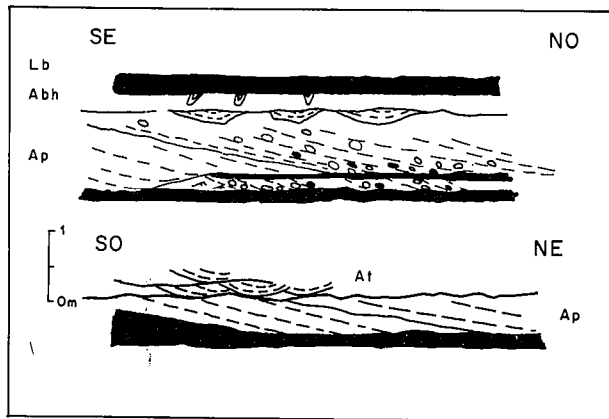


Fig. 12.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de tipo (E1), con predominio de facies Ap.

Fig. 12.- Field sketch showing the geometry and organization of type (E1) facies associations, mainly including Ap facies.

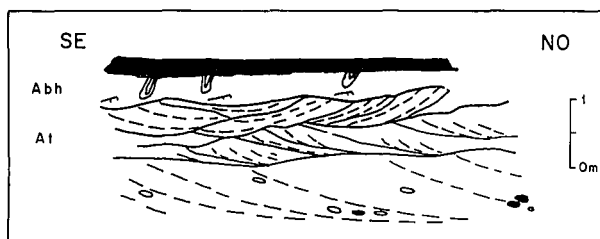


Fig. 13.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de tipo (E1), con predominio de facies At.

Fig. 13.- Field sketch showing the geometry and organization of type (E1) facies associations, mainly including At facies.

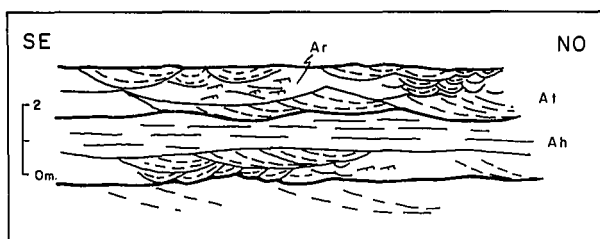


Fig. 14.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de tipo (E2), con cuerpos de forma tabular.

Fig. 14.- Field sketch showing the geometry and organization of type (E2) facies associations, including tabular units.

o como formas sobrepuestas de modificación del techo de las barras (Allen, 1983). Cuando las facies At son a gran escala (Fig. 13) han sido interpretadas como de relleno asimétrico de canales (Ramos *et al.*, 1986). La existencia de superficies erosivas internas puede estar relacionada con el funcionamiento de canales secundarios que cortan el techo de las formas mayores de Ap (fig. 12) o con dunas de frente lunado que migran por encima de éstas en periodos de regimen alto, cuando están sumergidas (Allen, 1983). Las facies Ar, Abh y Lb, que completan la secuencia, expresan la pérdida de energía del flujo. Cualquiera de estas facies puede faltar, ya que las secuencias aparecen con frecuencia truncadas. Bajo condiciones de regimen bajo, se produce el crecimiento del perímetro de la barra con estructuras menores, quedando el perfil de la misma muy mal definido dando lugar a estructuras mas complejas que las definidas. Las fluctuaciones en el regimen condicionaría la movilidad de las barras y explicaría su complejidad, con frecuentes cicatrices erosivas y retraabajamientos de las caras de avalancha.

La asociación (E2) (Fig. 11) está constituida por una base erosiva sobre la que aparecen cantos y en la que se desarrollan importantes acumulaciones de facies At, que ocasionalmente pueden presentar intercalaciones de facies Ah. La secuencia puede estar culminada por facies Ar y Lb. Ocasionalmente pueden aparecer niveles Ap debidos a la migración de dunas de cresta recta. Estas formas son características de las zonas más someras del canal (Cant y Walker, 1978). Con respecto a las facies At, pueden aparecer formando niveles tabulares prácticamente aislados (Fig. 14), llegando a al-

canzar potencias de hasta 2 m, con base erosiva y ligeramente cóncava y techo plano. En otras ocasiones, las facies At se encuentran rellenando cuerpos amalgamados de base cóncava, con múltiples superficies de erosión (Fig. 15). Se interpretan como rellenos múltiples de canal y pueden llegar a ser dominantes en canales en los que las barras tienen muy poco espesor (Pérez-Arlucea y Sopeña 1983).

Las arenas Ah suelen aparecer en la asociación sobre una base erosiva, pudiendo llegar a formar niveles de 0,5 a 1,50 m de espesor (Fig. 12). En estos casos son muy difíciles de distinguir de facies Ap muy tendidas debidas a barras de muy escaso relieve (Pérez-Arlucea y Sopeña, 1983, 1986).

En conjunto, la asociación (E2) (Fig. 11) se interpreta como secuencias complejas de canales. Sobre un relleno de barras migran campos de dunas de cresta sinuosa cuyo tamaño depende del regimen, llegando a estar relacionados lateralmente con *ripples*. En periodos de descargas bruscas y enérgicas (*flash flood*) se generaría la laminación paralela. Cuando la energía disminuye se forman dunas que migran sobre la superficie recién creada. Este proceso puede generarse en momentos de bajada del régimen, aunque todavía sujetos a descargas ocasionales fuertes. Secuencias similares han sido descritas en el Buntsandstein de la Cordillera Ibérica (Sánchez-Moya *et al.*, 1989).

Asociaciones de facies F

Son lutitas (Lb, Fig. 11, F) con laminación horizontal o de *ripples*, en niveles de unos 20 cm de espesor, que a veces pueden alcanzar los 80 ó 90 cm. El contenido de arena en las lutitas es muy variable. Suelen tener intercalaciones arenosas (Ar o Ah) de baja energía y poco espesor. Presentan encostramientos ferruginosos que pueden llegar a ser muy importantes (Fig. 16).

Estas facies han sido descritas en numerosas ocasiones como depósitos de acreción vertical que se han ido formando en la llanura de inundación (Cant y Walker, 1978; Pérez-Arlucea y Sopeña, 1986). Pueden recibir aportes de arena cuando se produce la invasión de la llanura durante el desbordamiento de los canales.

Las costras ferruginosas tienen bastante importancia en esta asociación (Fig. 16). Sobre algunos niveles potentes de arenisca pueden llegar a desarrollarse pe-

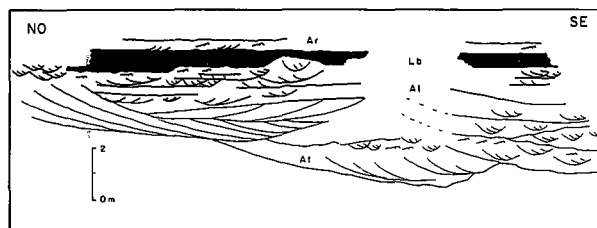


Fig. 15.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de tipo (E2), con cuerpos de forma canalizada.

Fig. 15.- Field sketch showing the geometry and organization of type (E2) facies associations, including channelized units.

queñas costras, aunque éstas están mejor desarrolladas cuando aparecen asociadas a niveles lutíticos o lutítico-arenosos como los descritos anteriormente, que pueden llegar a ser muy complejos, alcanzando entonces espesores de hasta 20 cm. Se desarrollan durante periodos de interrupción sedimentaria cuya duración e importancia es muy difícil de estimar. Es muy difícil determinar con certeza su génesis, ya que también pudieran estar relacionados con procesos diagenéticos. Depósitos similares a éstos han sido descritos recientemente por Pérez-Arlucea y Sopena (1986) en la zona de Albarracín.

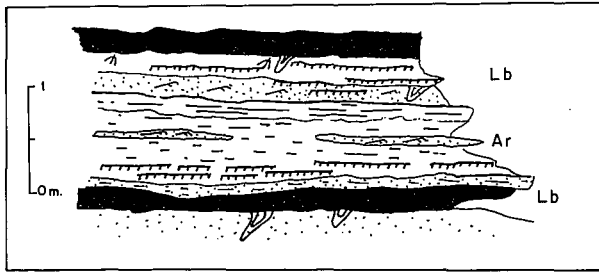


Fig. 16.- Esquema de campo en el que se observa la geometría y organización de las asociaciones de tipo (F).

Fig. 16.- Field sketch showing the geometry and organization of type (F) facies associations.

Posiblemente, la abundancia de estos horizontes ferruginosos que aparecen a techo de algunos niveles de la llanura de inundación, ha favorecido la preservación de los mismos, debido a que el grado de cementación los hace más resistentes a la erosión. El conjunto de facies que componen la mayor parte de esta unidad, son características de un sistema fluvial de baja sinuosidad. Este sistema estaría formado por canales amplios, muy poco profundos y separados por barras que migrarían en etapas de alto régimen, mientras que formas menores migrarían lateralmente y rellenarían los canales durante etapas de régimen más bajo. Las barras de mayor tamaño, cuando están sumergidas, en etapas de régimen alto pero insuficiente para moverlas, podrían dar lugar a zonas relativamente elevadas (serían los *shoals* de Allen, 1983) por encima de las cuales podrían migrar formas menores. De manera similar, se produciría el relleno de los canales dejados entre ellas. Las fluctuaciones del régimen generarían reactivaciones y superficies erosivas. Existiría una llanura de inundación a la que llegarían aportes procedentes de los canales. Las secuencias aparecen generalmente incompletas y son abundantes las cicatrices erosivas. Periodos de interrupción sedimentaria darían lugar a la formación de costras ferruginosas.

3.4. Limos y Areniscas abigarrados de Torete

Esta unidad presenta cuatro asociaciones de facies (Fig. 17). Dos de ellas son fundamentalmente arenosas (G y H), una mixta de arenas y lutitas (I) y por último,

una asociación terrígeno-carbonática (J). Estas últimas son más importantes hacia el techo de la unidad.

Asociación de facies G

Está compuesta por facies de tipo At, Ar y Lb (Fig. 17 G). Todo el conjunto no suele sobrepasar 1 m de espesor. La base es erosiva y cóncava, sobre la que se encuentran areniscas de grano fino con estratificación cruzada de surco de escala media a pequeña, que a techo pasan a ser *ripples* de corriente o de oscilación. Por encima aparecen lutitas que pueden tener *ripples*, bioturbación y encostramientos ferruginosos. Esta secuencia puede complicarse bastante, presentando superficies ferruginizadas en las arenas, así como bioturbación. Este tipo de asociaciones parecen relacionadas con morfologías de canal de base amplia y de poca profundidad.

Se interpretan como depósitos de pequeños canales, posiblemente poco profundos, por cuyo fondo migrarían dunas. El relleno final estaría formado por arenas de grano fino con *ripples* y lutitas, a veces expresando distintas etapas. La aparición de bioturbación y encostramientos indicarían la exposición subaérea de estas formas.

Asociación de facies H

Se trata de una asociación de areniscas de tipo Ap, At, Ar y Abh. (Fig. 17, H). El conjunto no suele sobrepasar 1,20 m de espesor. La base es erosiva y bastante plana. Sobre ella aparecen areniscas con estratificación cruzada planar Ap, y encima de éstas, areniscas At. La sucesión de areniscas At y lutitas Lb puede repetirse varias veces, con tendencia a hacerse cada vez más lutíticas. Se observa la formación de costras ferruginosas asociadas con las facies Lb y Ar, que pueden estar muy bien desarrolladas, llegando a alcanzar más de 20 cm de espesor.

Las facies Ap se interpretan como dunas de cresta recta que se mueven por el fondo de canales poco profundos, en los que actúan como pequeñas barras transversas. Probablemente son más amplios y estables que los correspondientes a la asociación (G). El relleno del canal se produciría en distintas etapas, ya que se observan pequeñas interrupciones y repeticiones incompletas de la secuencia. Las facies At representarían pequeñas dunas de cresta sinuosa migrando entre y por encima de las formas de cresta recta (Ap), hasta que se produce la colmatación del canal, pasando ya a facies de *ripples* de corriente (Ar), de oscilación (Ao) y a lutitas (Lb).

Sobre esta asociación se pueden desarrollar costras ferruginosas importantes, como las descritas anteriormente.

Asociación de facies I

Esta asociación está compuesta por lutitas (Lb) con laminación horizontal o masiva que alterna con niveles arenosos (Ah, Ar, Al, y Ao) de poco espesor (Fig. 17, I).

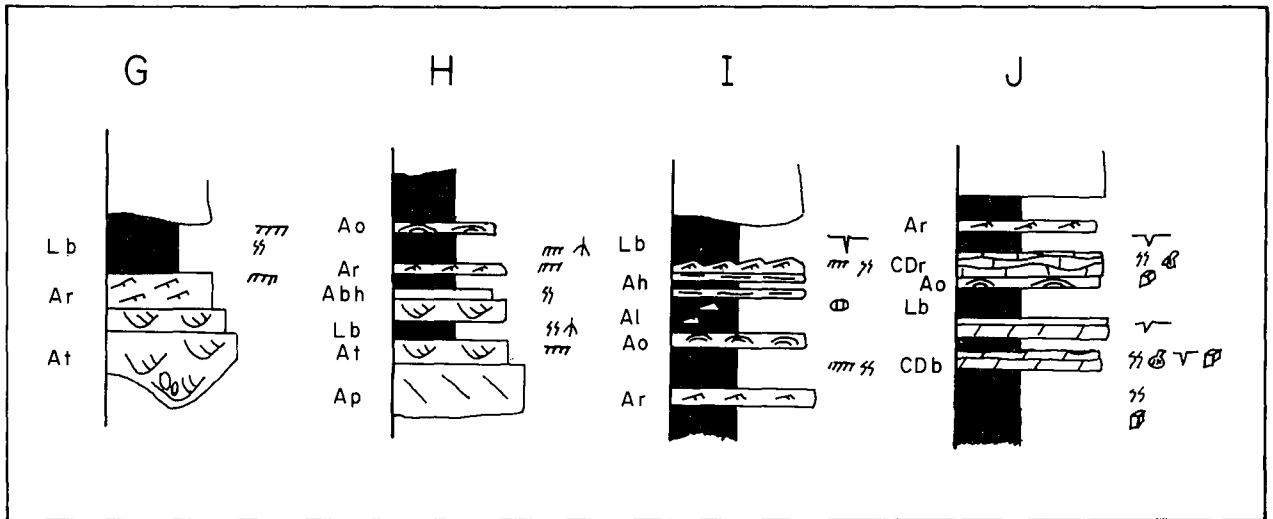


Fig. 17.- Principales asociaciones de facies de la unidad Limos y Areniscas abigarrados de Torete (Triásico medio).
 Fig. 17.- Main facies associations in Limos y Areniscas abigarrados de Torete (Middle Triassic).

Las lutitas de color rojo, verde y ocasionalmente moradas, presentan con frecuencia ferruginizaciones, bioturbación y grietas de desecación. También son frecuentes las estructuras debidas a *ripples*. Intercalados en las lutitas existen dos tipos de cuerpos. El primero estaría constituido por niveles arenosos de pocos milímetros, bastante continuos lateralmente, que presentan laminación paralela (Ah), *ripples* de oscilación (Ao) y corriente (Ar) (*lenticular* y *wavy*) y alternan con niveles lutíticos de igual espesor. Otros cuerpos estarían formados por niveles arenosos, generalmente menos continuos lateralmente y más potentes que los anteriores. Estos niveles mayores de areniscas, pueden alcanzar espesores de hasta 15 ó 20 cm, y suelen estar ligeramente carbonatados. Interiormente presentan laminaciones paralela, *ripples* de oscilación y corriente, y con frecuencia bioturbación.

La frecuencia y proporción de las arenas, con respecto a las lutitas, en esta asociación es bastante variable, aunque son más importantes las lutitas (70%). Se observa un aumento hacia techo del cemento carbonatado en todos los niveles.

Esta asociación se interpreta como debida a facies de llanura de inundación y/o lacustres. Dentro del contexto en el que se encuentra esta unidad, y en relación con las asociaciones de facies (J), que se describen a continuación, se apunta la existencia de cierta influencia marina. Podría tratarse de una llanura de tipo supralitoral, como la descrita por Muñoz *et al.* (en prensa), para la parte superior del Buntsandstein de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica.

Asociación de facies J

Es una asociación de tipo heterolítico formada por facies carbonáticas (calizas y dolomías), y detríticas (areniscas y lutitas). Aparecen como una alternancia de lutitas (Lb) con areniscas (Ar), y dolomías (CDr y CDb) (Fig. 17, J). Las lutitas son de color verde, presentan

pseudomorfos de sal y a veces laminación paralela. Las intercalaciones dolomíticas pueden presentar grietas de desecación, bioturbación e incluso restos de fauna (CDb) y laminación debida a *ripples* de oscilación (CDr). Los *ripples* de las areniscas son tanto de oscilación (Ao), como de corriente (Ar). Normalmente la asociación (J) (Fig. 17) está constituida por finos niveles de las cuatro litologías descritas, aunque de forma ocasional pueden llegar a individualizarse capas dolomíticas o arenosas de espesor ligeramente mayor.

Se interpreta como una llanura, muy posiblemente supralitoral y de carácter fundamentalmente terrígeno, aunque con algunos episodios carbonatados. Son muy similares a las descritas por Muñoz *et al.* (en prensa).

Interpretación.

Esta subunidad presenta gran variabilidad en toda la zona estudiada. Aunque con ciertos episodios de granulometría más gruesa, netamente fluviales, se observa en líneas generales una tendencia en esta unidad a hacerse más lutítica hacia el techo. Así mismo, se hace más carbonática de forma gradacional, hasta pasar a la unidad suprayacente (Dolomías de Tramacastilla), de carácter netamente marino. Esta progresiva influencia marina parece interrumpida ocasionalmente por la entrada de detríticos relativamente importantes en lo que sería una llanura aluvial distal con influencia marina; que aunque muy posiblemente es episódica como en otras partes de la Cordillera Ibérica (Ramos *et al.*, 1986; García-Gil, 1989), cada vez se hace más intensa. En esta llanura migrarían pequeños canales con carga de fondo mixta y no muy estables, que ocasionalmente podrían desbordarse. La ausencia de detríticos gruesos produciría secuencias de rellenos de canal (asociaciones G y H) con abundantes lutitas, junto a facies de

llanura de inundación (asoc. I) con niveles arenosos muy delgados. La influencia marina se hace más evidente en la asociación J.

La existencia de importantes variaciones de espesor de los materiales detríticos de esta unidad, y la existencia de aportes de carácter local y naturaleza terrígena intercalados en unos sedimentos de características y ambiente en general poco energético, nos hace pensar que la sedimentación en este área puede estar controlada por algunos pequeños paleorelieves que condicionarían la configuración paleogeográfica de los diferentes ambientes.

4. SÍNTESIS Y EVOLUCIÓN DE LA CUENCA

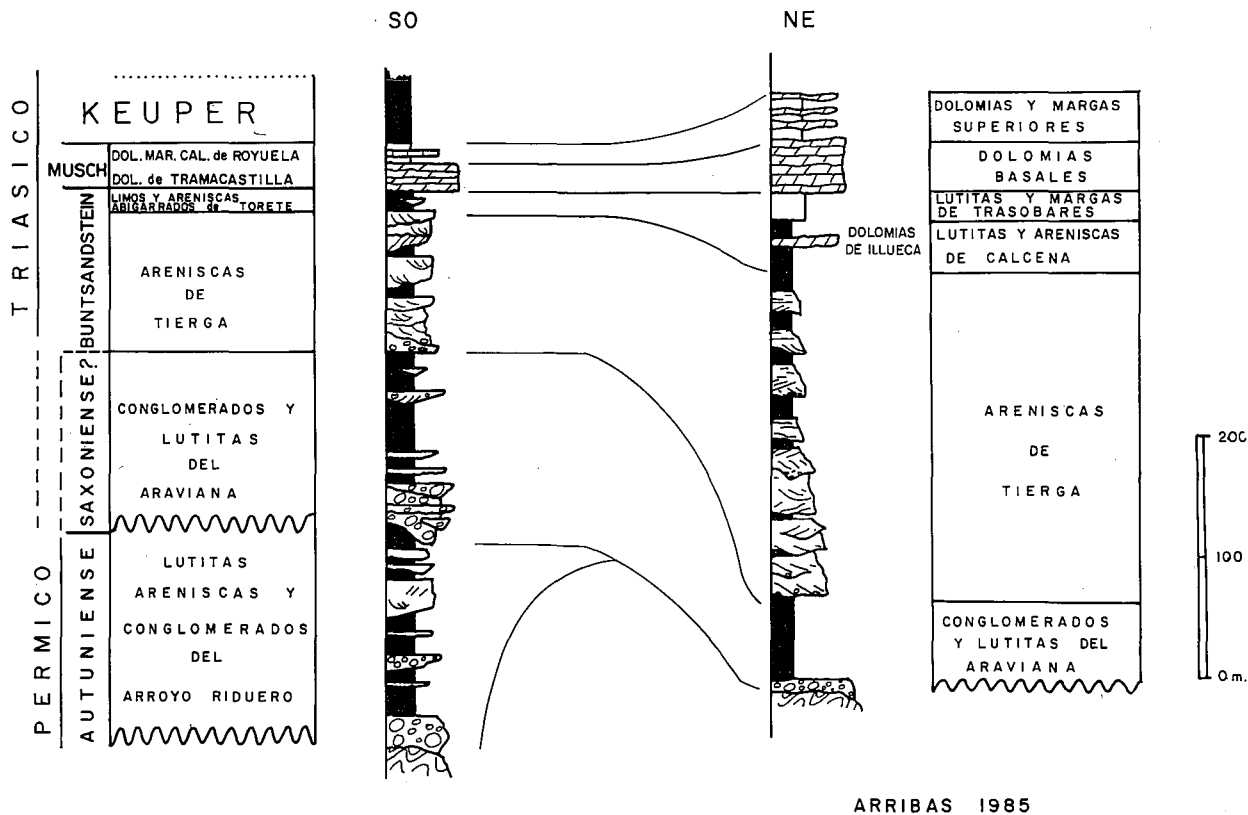
Los materiales más antiguos estudiados son los que corresponden al Autuniense (Pérmico Inferior) (Lutitas, Areniscas y Conglomerados del Arroyo Riduero). Estos materiales se encuentran localizados en un área muy concreta en esta zona (Fig. 1) y están relacionados con materiales volcanoclásticos de tipo ácido, en algunos casos contemporáneos con la sedimentación (De la Peña, *et al.*, 1977). Estas características indicarían que estos materiales representan en esta zona el final del ciclo hercínico, caracterizado en el centro de la península por la existencia de cuencas de geometría y evolución compleja, generalmente ligadas a una subsidencia local rápida relacionada con sistemas de fracturas de desgarre de finales del ciclo hercínico (Sopeña

y Ramos, 1985). La sedimentación en estas áreas, en relación con los episodios volcánicos antes citados, se produce básicamente como corrientes de alta energía que generan *sheets*, localmente canalizados, transportando materiales volcanoclásticos.

La unidad suprayacente (Conglomerados y Lutitas de Araviana), de posible edad Pérmico Superior, supone una importante variación en la evolución paleogeográfica. Las características sedimentológicas indican un cambio climático importante, hacia condiciones de una mayor aridez. La sedimentación se generaliza aquí en toda la zona, así como en áreas cercanas (Figs. 1 y 18), en forma de complejos de abanicos aluviales de clima árido y semiárido, con diferentes subambientes que han sido descritos en los apartados anteriores. Existe una evolución en toda la unidad, hacia facies más distales, menos energéticas. Este episodio estaría probablemente relacionado con una degradación del área madre y/o ralentización en la actividad tectónica, de manera similar a como ocurre en otras áreas del centro de la península ibérica (Arche *et al.*, 1983; Sopeña *et al.*, 1988).

El paso a la unidad Areniscas de Tierga, atribuida al Triásico, significa una evolución a un sistema fluvial más estable, más jerarquizado. En general se trataría de un sistema braided arenoso con desarrollo importante de barras arenosas, generando áreas de *sand flat* (Cant y Walker, 1978), así como rellenos de canales complejos.

La unidad suprayacente (Limos y Areniscas abi-



ARRIBAS 1985

Fig. 18.- Correlación con las unidades descritas por Arribas (1985), en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica.
Fig. 18.- Correlation between the studied area and the aragonese branch of the Cordillera Ibérica (Arribas, 1985).

garrados de Torete) representa la evolución desde un sistema continental siliciclástico hasta un ambiente carbonatado marino. La influencia marina en este área debe haber sido esporádica ya que las características sedimentológicas no indican un ambiente costero bien desarrollado. Probablemente se trata de un área relativamente plana, con baja pendiente donde sólo ocasionalmente se producirían inundaciones marinas de lámina de agua somera, ligadas a temporales y/o mareas mayores.

Estos ambientes están aquí relacionados con la principal etapa transgresiva del Tethys que tuvo lugar durante el Ladinense y que tiene su culminación en la plataforma carbonatada de las unidades suprayacentes (Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, Fig. 18). Con anterioridad a esta etapa transgresiva tuvo lugar otro episodio importante de las mismas características pero de menor extensión, que ocupó zonas cercanas situadas hacia el noroeste. En la Fig. 18 se observa que en el área más nororiental, estudiada por Arribas (1985) y dentro de su unidad Lutitas y Areniscas de Calcena, tuvo lugar la sedimentación de las Dolomías de Illueca en un ambiente de plataforma, dominado por las mareas, con presencia predominante

de secuencias transgresivas (Arribas y De la Peña, 1984).

La evolución a las unidades Dolomías de Tramacastilla y Dolomías, Margas y Calizas de Royuela, no ha sido estudiada aquí desde un punto de vista sedimentológico, sin embargo siguiendo los trabajos de áreas cercanas (Arribas, 1987) así como los que incluyen esta zona (Sopeña *et al.*, 1988) podemos decir que estos materiales representan la principal etapa transgresiva del Tethys sobre el centro de la Península Ibérica, con la implantación de una plataforma carbonatada que comienza con una unidad de alta energía para pasar posteriormente a un ambiente mareal de baja energía, evolucionando finalmente a facies supramareales evaporíticas. En conjunto la unidad inferior (Dolomías de Tramacastilla) tendría un carácter transgresivo, siendo netamente regresiva la superior (Dolomías, Margas y Calizas de Royuela) (Arribas, 1987).

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado gracias a la financiación de la D.I.G.I.C.Y.T., Proyecto PB88-0070.

BIBLIOGRAFÍA

- Allen, J.R.L. (1983): Studies in Fluvial Sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (Low sinuosity Braided streams) in the Brownstones (Lower Devonian) Welsh border. *Sedim. Geol.*, 33: 237-293.
- Arribas, J. (1985): Base litoestratigráfica de las facies Buntsandstein y Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, Zona Norte. *Estudios Geol.*, 41: 47-57.
- Arribas, J. (1987): Las facies superiores del Muschelkalk en el Norte de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 557-574.
- Arribas, J. y Peña, J.A. de la (1984): Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica. Libro Homenaje a L. Sánchez de la Torre. *Publicaciones de Geología*, Univ. Barcelona, 20: 131-139.
- Arribas, J. y Soriano, J. (1984): La porosidad en las areniscas triásicas (Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). *Estudios Geol.*, 40: 341-353.
- Arche, A., Ramos, A. y Sopeña, S. (1983): El Pérmico de la Península Ibérica y bordes del Sistema Central. En: *Carbonífero y Pérmico de España*. (C. Martínez-Díaz, Ed.) I.G.M.E., Madrid, 423-438.
- Bull, B. (1972): Recognition of Alluvial-Fan Deposits in the stratigraphic records. In: *Recognition of Ancient Sedimentary Environments* (J.K. Rigby y W.K. Hamblin, Eds.). *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Spec. Publ., 16: 63-83.
- Cant, D.J. y Walker, R.G. (1976): Development of facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Can. Jour. Earth Sci.*, 13: 102-119.
- Cant, D.J. y Walker, R.G. (1978): Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canadá. *Sedimentology*, 25: 625-648.
- Desparmet, R., Monrose, H. y Schmitz, U. (1972): Zur altersstellung der Eruptiv-Gesteine und tuffite in Spanien). *Munster. Forch. Geol. Palaont.*, 4, 24: 3-16.
- Floquet, M., Meléndez, A. y Pedayú, R. (1981): El Cretácico Superior de la región de Alhama de Aragón (Borde septentrional de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica), en *El Cretácico del sector Central de la Cordillera Ibérica*, (J. Villena y J. Canerot, Eds.). Grupo Español del Mesozoico. Libro-Guía Excursiones: 166-207.
- García-Gil, S. (1989): *Estratigrafía, Sedimentología y Paleogeografía del Triásico en el tercio noroccidental de la Cordillera Ibérica (Provincias de Guadalajara y Soria)*, Tesis Univ. Complutense Madrid, 621 p.
- García-Royo, J.F.C. y Arche, A. (1987): El Triásico de la región Nuévalos-Cubel (Zaragoza). Sedimentación en un sector del borde de cuenca del surco Molina-Valencia. *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 575-605.
- Harms, J.C. (1975): Stratification produced by migrating bedforms. In: *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary structures and stratification sequences*, SEPM Short Course, 2: 45-61.
- Heward, A.P. (1978): Alluvial-Fan and Lacustrine Sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Cinera-Matallana and Sabero) Coalfields, Northern Spain. *Sedimentology*, 25: 451-488.
- Heward, A.P. (1978): Alluvial-Fan Sequence and Megasequence models: with examples from Westphalian-D and Stephanian-B Coalfields, Northern Spain. In: *Fluvial Sedimentology* (A.D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol.*, mem. 5: 669-702.
- Hinkelbein, K. (1965): Der Muschelkalk der Zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien). *Ober. Geol. Abh.*, 14: 55-95.
- Hinkelbein, K. (1969): El Triásico y el Jurásico de los alrededores de Albarracín. *Teruel*, 14: 35-75.
- Hook, R.L. (1967): Processes on arid region alluvial fans. *Journ. Geol.*, 75: 438-460.

- Lotze, F. (1929): Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen grundgebirges (Spanien). *Z. Geol. Westmediterrangebiet* 3, ABH. Ges. d. wiss. 2 Göttingen Math. Phys. Kl. N.F. t. XIV num. 2: 320 p. Berlín.
- Marfil, R. y Gómez-Gras, D. (1990): Relaciones entre el ambiente de sedimentación y los procesos diagenéticos en las areniscas del Buntsandstein del Umbral de Ateca (Cordillera Ibérica). *Bol. Geol. Min.*, 101-1: 3-20.
- Marfil, R. y Pérez-González, A. (1973): Estudio de las series rojas pérmicas en el sector nord-occidental de la Cordillera Ibérica. *Estudios Geol.*, 29: 83-98.
- Marín, Ph. (1974): *Stratigraphie et evolution paleogeographique post-hercynienne de la chaîne celtiberique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (Prov. de Teruel et Castellon de la Plana. Espagne)*. Thesis Doc. univ. Claude-Bernard, Lyon, 231, p.
- Miall, A.D. (1977): A review of the braided-river depositional environment. *Earth Sci. Reviews*, 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1978): Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: *Fluvial Sedimentology*. (A.D. Miall, Ed.), *Can. Soc. Petrol. Geol. Mem.*, 5: 597-604.
- Miall, A.D. (1985): Architectural-Element Analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Reviews*, 22: 261-308.
- Mojica, J. (1979): Über das Mesozoikum im Zentralen Teil des Nordöstlichen Keltiberikums (Ateca-Scwelle, Umgebung von Nuevalos, Provinz Zaragoza, Spanien). *Arh. Ins. Geol. Palaont. Univ. Stuttgart*, 74: 1-70.
- Monrose, H. (1968): *Reconnaissance Geologique de la Region de Reznos (Saragosse), Espagne*. Dipl. Arb. Bordeaux: 82 p.
- Muñoz, A., Ramos, A., Sánchez-Moya, Y., y Sopeña, A. (in press): Evolving fluvial architecture during a marine transgression: Triassic, Central Spain. *Sedim. Geol.*
- Parkash, B., Awasthi, A.K. y Ghoin, K. (1983): Lithofacies of the Markanda terminal fan, Kurukshetra district, Haryana, India. In: *Modern and Ancient Fluvial Systems* (J.D. Collinson y J. Lewin, Eds.). *Spec. Pub. int. Ass. Sediment.*, 6: 337-344.
- Peña, J.A. de la, Fonolla, F., Ramos, J.L. y Marfil, R. (1977): Identificación del Autuniense en la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (Prov. de Soria). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 123-134.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1983): Estudio estratigráfico y sedimentológico de los materiales pérmicos y triásicos en el noroeste de la Sierra de Albarracín (Provincia de Guadalajara). *Estudios Geol.*, 39: 329-343.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1985): Estratigrafía del Pérmico y Triásico de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica (Prov. de Guadalajara y Teruel). *Estudios Geol.*, 41: pp. 207-222.
- Pérez-Arlucea, M. y Sopeña, A. (1986): Estudio sedimentológico del Saxonense y del Buntsandstein entre Molina de Aragón y Albarracín (Cordillera Ibérica). *Cuad. Geol. Ibérica*, 10: 117-150.
- Ramos, A. (1979): Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón (Provincia de Guadalajara). *Seminarios de Estratigrafía, Serie Monografías*, 6: 313 p.
- Ramos, A. y Sopeña, A. (1983): Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 6: 301-312.
- Ramos, A., Sopeña, A. y Pérez-Arlucea, M. (1986): Evolution of Buntsandstein Fluvial Sedimentation in the Northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Jour. Sed. Petrol.*, 56, 6: 862-865.
- Ruiz, M.D. (1974): *Mineralogía y génesis de la fracción detrítica fina del Trias de la Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral. U.C.M. (inédita).
- Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A., Ramos, A. y Sopeña, A. (1989): Arquitectura fluvial de las "Areniscas del río Arandilla", Triásico de Molina de Aragón (Guadalajara). *Estudios Geol.*, 45: 195-204.
- Sopeña, A., López, J., Arche, A., Pérez-Arlucea, M., Ramos, A., Virgili, C. y Hernando, S. (1988): Permian and Triassic Rift basins of the Iberian Peninsula. In: *Triassic-Jurassic Rifting and the opening of the Atlantic Ocean* (W. Manspeizer, Ed.), Elsevier, Amsterdam: 757-786.
- Sopeña, A. y Ramos, R. (1985): El final del ciclo hercínico en el Sistema Central español: El Pérmico. *Rev. Real Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 79: 617-623.
- Tunbridge, I.P. (1981): Sandy high-energy flood sedimentation: some criteria for recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedim. Geol.*, 28: 79-95.
- Vilas, L., Hernando, S., García-Quintana, A., Rincón, R. y Arche, A. (1977): El Triásico de la región Monverde-Alhama de Aragón (Prov. de Zaragoza). *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 467-484.

Recibido el 31 de octubre de 1990
 Aceptado el 4 de marzo de 1991