

Las rampas carbonatadas del Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica

Alfonso MELÉNDEZ, Marcos AURELL,
Beatriz BÁDENAS, Ana Rosa SORIA

*Dpto. Ciencias de la Tierra.
Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza*

RESUMEN

El análisis sedimentológico y estratigráfico secuencial del Triásico Medio en facies Muschelkalk en el sector central de la Cordillera Ibérica ha permitido caracterizar la extensión lateral y la distribución de facies dentro de los cortejos sedimentarios de dos secuencias deposicionales, denominadas Secuencia inferior y Secuencia superior del Triásico Medio. La inferior se extiende tan sólo al Este, mientras que la superior se extiende por todo el dominio estudiado. El LST de la Secuencia inferior corresponde a las facies Röt y presenta espesores máximos en el sector de Montalbán (12 m). El TST y el HST corresponden a la unidad carbonatada inferior y tiene potencias de hasta 70 m en el sector de Montalbán y de 10 a 15 m en el sector del Moncayo. El límite entre ambos cortejos viene marcado por el inicio de la progradación de las facies más marginales de la rampa carbonatada. El LST de la Secuencia superior está representado por el tramo detrítico intermedio y tiene espesores máximos en el sector del Moncayo (50 m), donde se encuentran niveles evaporíticos intercalados. El TST corresponde a la parte inferior de la unidad carbonatada superior y representa la instalación de *facies* submareales bioturbadas y de alta energía. El HST viene marcado por la progradación de las llanuras mareales y supramareales y corresponde al resto de la unidad carbonatada superior.

Palabras clave: Triásico medio, Muschelkalk, Cordillera Ibérica, rampas carbonatadas, Estratigrafía Secuencial

ABSTRACT

Sedimentological and sequence stratigraphic analysis carried out in the Middle Triassic (i.e., Muschelkalk facies) of the central Iberian Chain, resulted in the identification of two depositional sequences, i.e., lower and upper Middle Triassic Sequences. Distribution of systems tracts into each sequence reported in this work, was based on extensive facies analysis. Lateral extension of the lower sequence is restricted to the east, whereas the upper one covers all the studied area. The LST of the lower Sequence corresponds to the Röt facies and displays maximum thickness in the Montalbán area (12 m). The TST and HST correspond to the Lower carbonatic unit and is up to 70 m thick in the Montalbán area, reaching only 15 m to the north, in the Moncayo area. The boundary between both systems tracts has been located at the onset of the more proximal facies progradation from the carbonate ramp. The LST of the upper Sequence corresponds the Middle detritic unit and displays its maximum thickness in the Moncayo area (ca. 50 m), where interbedded evaporitic levels are common. The TST corresponds to the lower part of the Upper carbonatic unit and corresponds to burrowed and high-energy subtidal facies. The HST is shown by the progradation of the tidal and supratidal flat facies over the subtidal environments, and it corresponds to the upper part of the Upper carbonatic unit.

Key words: Middle Triassic, Muschelkalk, Iberian Chain, carbonate ramps, Sequence Stratigraphy.

INTRODUCCIÓN

A lo largo del Mesozoico se establece en el Este de la Placa Ibérica una cuenca intracratónica, genéricamente denominada Cuenca Ibérica. El inicio de esta cuenca de intraplaca tiene lugar durante el Pérmico Inferior y su estructuración se realiza a favor de fracturas hercínicas. El control estructural de la cuenca a favor de estas fracturas provoca la existencia de surcos y umbrales que delimitan distintas subcuencas, en las que

tiene lugar la sedimentación de las facies Buntsandstein, con depósitos continentales aluviales, lacustres y fluviales, organizados en dos megasecuencias, cuya edad es Pérmico Superior y Triásico Inferior y Medio (Arche & López Gómez, 1992). Durante el Triásico Medio, tiene lugar una transgresión que inunda la cuenca Ibérica y que se extiende sobre los bordes de la Meseta, depositando las facies carbonatadas del Muschelkalk, que constituyen la tercera megasecuencia triásica.

Hay distintos trabajos donde se pueden encontrar descripciones estratigráficas, interpretaciones sedimentológicas, así como abundantes datos sobre la distribución paleogeográfica de las distintas unidades del Muschelkalk (ver Virgili, 1958; Villena, 1971; Marin, 1974; Garrido & Villena, 1977; Virgili et al., 1977; Ramos, 1979; Sopena, 1979). Los trabajos más recientes se centran tanto en la Cordillera Costero Catalana (Calvet & Tucker, 1988; Calvet *et al.*, 1989, 1990; Tucker *et al.*, 1993), como en la rama castellana de la Cordillera Ibérica (Pérez-Arlucea, 1985, 1987; Pérez-Arlucea & Sopena, 1985; García Royo & Arche, 1987; Sopena *et al.*, 1988; Arche & López-Gómez, 1992; López-Gómez & Arche, 1992a y b, 1993; García-Gil 1990, 1991 a y b). En contraste, en el sector central o aragonés de la Cordillera Ibérica, los trabajos disponibles son de carácter más puntual (Mójica, 1977; Arribas, 1986).

El objeto principal de este trabajo es ofrecer una visión de la extensión y distribución de las rampas carbonatadas durante el Triásico Medio en el sector central de la Cordillera Ibérica. Para esto se ha abordado un análisis estratigráfico secuencial (e.g., Haq *et al.*, 1987), que ha permitido realizar precisiones en aspectos tales como la correlación y distribución estratigráfica entre las distintas unidades estudiadas o la situación paleogeográfica de los umbrales que delimitan las distintas subcuencas. El sector aragonés ocupa una posición geográfica intermedia entre la Cordillera Costero Catalana y la rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La correlación entre estos tres sectores a partir de los datos expuestos en este trabajo, permitirá comprender de forma más precisa la evolución sedimentaria de la cuenca Ibérica durante el Triásico Medio.

MARCO GEOLÓGICO Y LITOESTRATIGRAFÍA

El área estudiada está enmarcada por los afloramientos paleozoicos que constituyen la denominada «Rama aragonesa». Estos se extienden

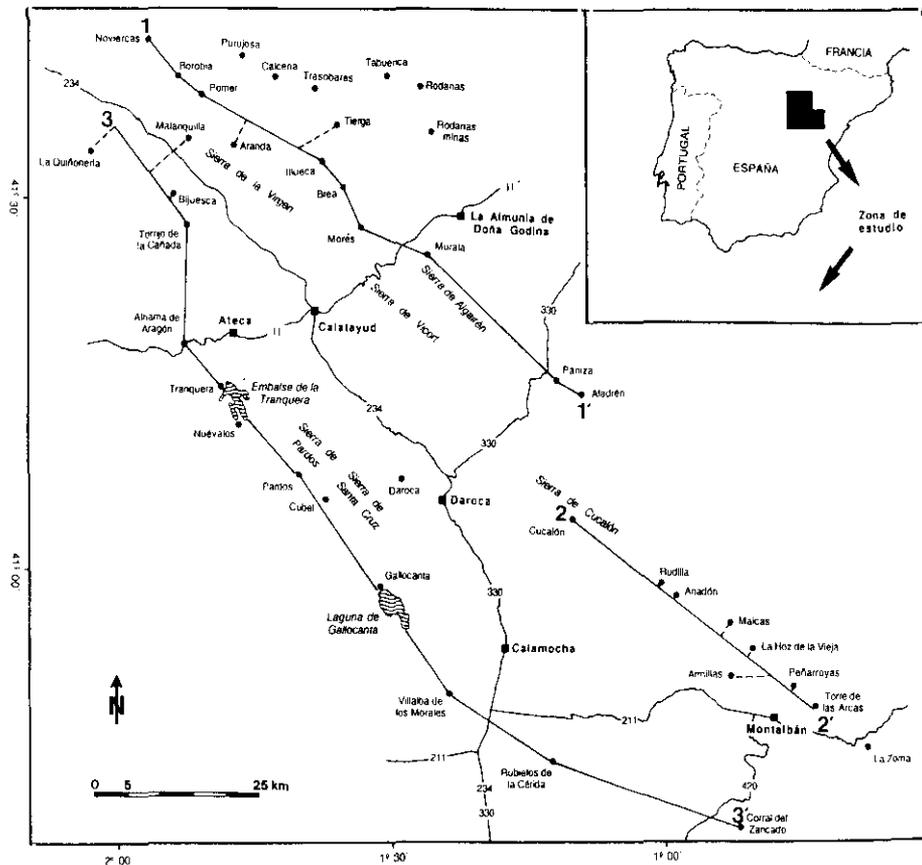


Fig. 1.—Situación geográfica de los perfiles estudiados.
Fig. 1.—Geographical location of the studied sections.

con orientación NO-SE desde el Moncayo hasta Montalbán, constituyendo las Sierras de la Virgen, Vicort, Algairén y Cucalón, en una primera alineación que separa la depresión del Ebro de la fosa de Calatayud, y una segunda alineación de la misma orientación con las Sierras de Pardos y Santa Cruz, que se extienden entre Ateca, Daroca, Gallocanta y Calamocha (Fig. 1). Adosados a ellos se encuentran discordantes los materiales triásicos, que aparecen con las características de las facies de tipo germánico.

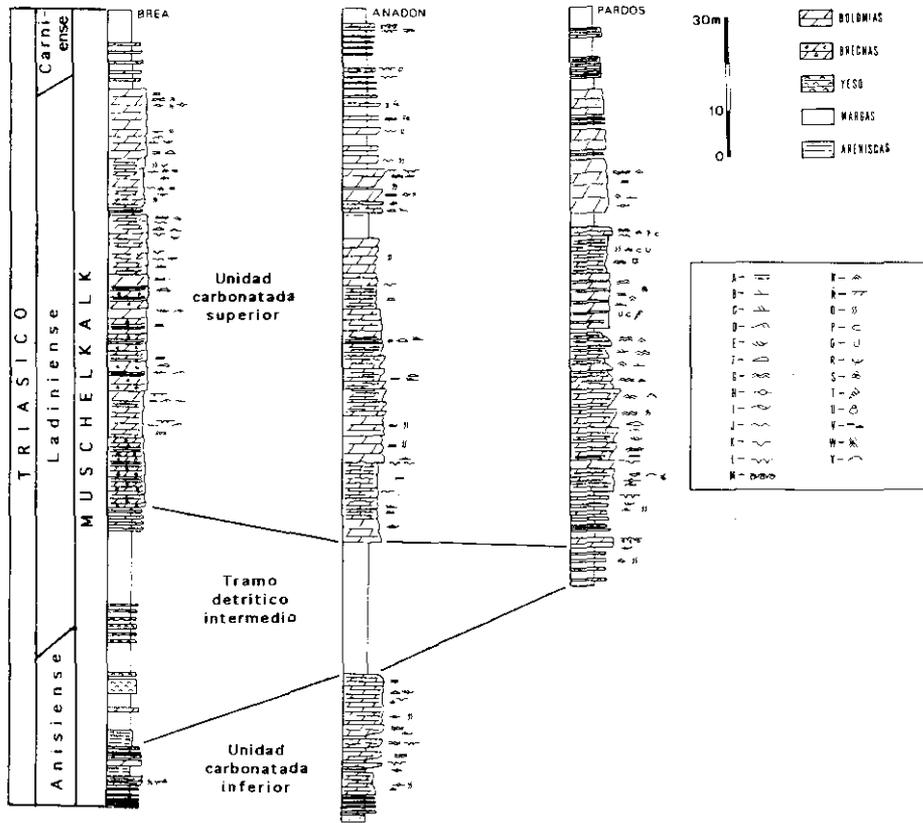
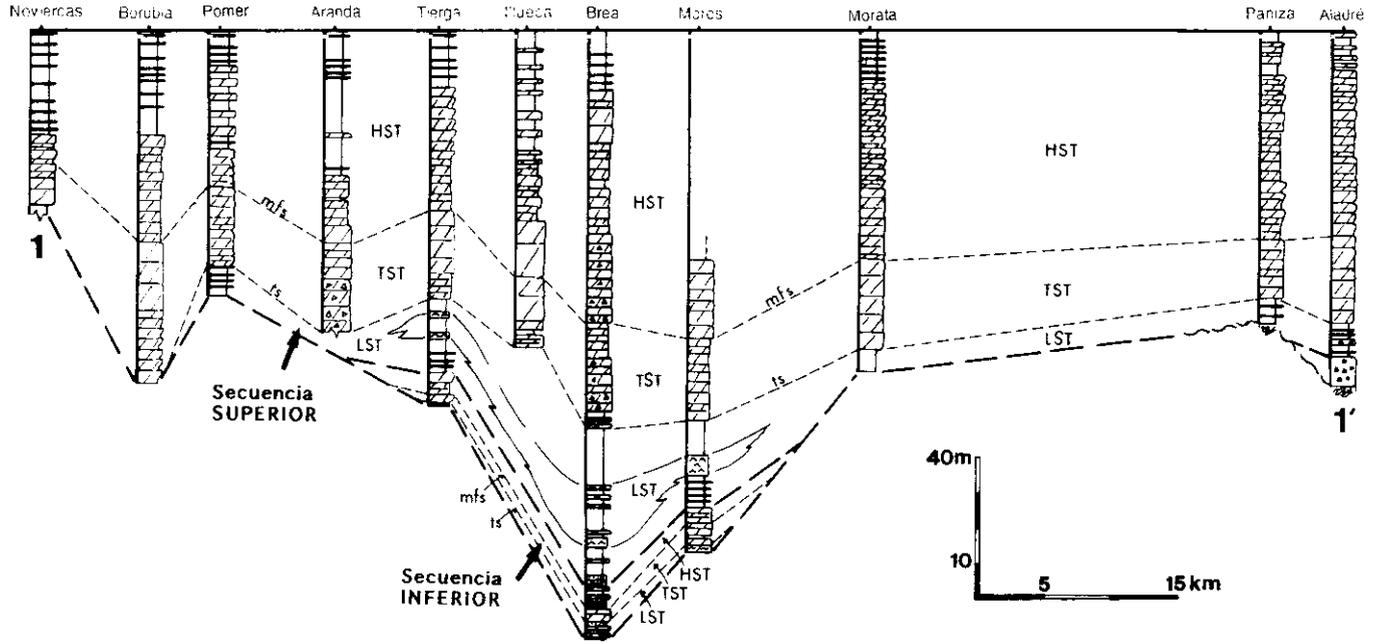


Fig. 2.—Representación esquemática de tres de los perfiles estudiados. Símbolos: A: laminación paralela, B: id. cruzada, C: estratificación cruzada planar, D: ripples, E: estr. cruz. en surco, F: cuerpo plano-convexos, G: laminación algal, H: estrat. nodulosa, I: estrat. flasher, J: estratificación ondulada, K: base erosiva, L: grietas de desecación, M: brechas de desecación, N: ripples de oscilación, Ñ: encostramientos, O: bioturbación, P: galerías horizontales, Q: id. verticales, R: bioclastos, S: foraminíferos, T: gasterópodos, U: bivalvos, V: nódulos de sílex, W: restos de algas, Y: laminación estromatolítica.

Fig. 2.—Synthetic representation of three of the studied sections. Symbols: A: even-lamination, B: cross-lamination, C: planar cross-bedding, D: ripples, E: through cross-bedding, F: plane-convexe bodies, G: algal lamination, H: nodulous bedding, I: flasher bedding, J: waved bedding, K: erosive marks, L: mud-cracks, M: flat-pebble conglomerate, N: symmetric ripples, Ñ: crusts, O: burrowing, P: horizontal burrows, Q: vertical burrows, R: bioclasts, S: forams, T: gastropods, U: bivalves, V: chert nodules, W: algae debris, Y: stromatolitic lamination.



Para la realización de este trabajo se han levantado un total de 37 perfiles (Fig. 1). Algunos de estos han sido reelaborados a partir de datos de Arribas (1986) y Marin (1974). La figura 2 muestra la representación sintética de los perfiles más representativos de cada una de las tres áreas diferenciadas. La primera se sitúa en los alrededores del macizo del Moncayo, e incluye los perfiles de Noviercas, Borobia, Pomer, Aranda, Cálceña, Purujosa, Trasobares, Tabuena, Tierga, Rodanas, Illueca, Brea, Morés y Morata. A continuación en dirección SE, se sitúan los afloramientos de Paniza y Aladrén, que se apoyan sobre las estribaciones orientales de la Sierra de Algairén (Figs. 1 y 3).

Hacia el SE, sobre los relieves de las Sierras de Cucalón y anticlinorio de Montalbán, se sitúan los perfiles de Cucalón, Rudilla, Anadón, Maicas, Armillas, La Hoz de la Vieja, Peñarroyas, Torre de las Arcas (Figs. 1 y 4). El último sector estudiado es el más occidental y corresponde a los afloramientos triásicos que bordean a las estructuras hercínicas de los Montes de Ateca y la Sierra de Pardos, e incluyen los perfiles de La Quiñonería, Malanquilla, Bijuesca, Torrijo, Alhama, Tranquera, Nuévalos Pardos, Cubel, Gallocanta, Villalba de los Morales, Rubielos de la Cérida y Corral del Zancado (Figs. 1 y 5).

En los materiales pertenecientes al Triásico Medio en facies Muschelkalk estudiados en los distintos sectores es posible diferenciar tres unidades litológicas: un conjunto carbonatado inferior, un tramo intermedio de naturaleza terrígeno-evaporítica, y un tramo superior nuevamente carbonatado. Esta diferenciación litológica ha sido descrita con nomenclatura diversa en los trabajos de Villena (1971), Marín (1974), Garrido & Villena (1977), Arribas y De La Peña (1984), Arribas (1986), García Royo & Arche (1987) y López-Gómez & Arche (1992a). No todas las unidades están presentes en todos los afloramientos, de manera que en los sectores correspondientes al Moncayo y al anticlinorio de Montalbán, es posible diferenciar las tres unidades, mostrando características del «Triás Mediterráneo», mientras que en el sector más occidental solo aflora la unidad superior, con características de «Triás Ibérico» (Virgili *et al.*, 1977).

Fig. 3.—Panel de correlación del sector del Moncayo (1-1' en la Fig. 1), en el que se indica la distribución de las secuencias inferior y superior y de sus cortejos sedimentarios.

Fig. 3.—Cross-section for the Moncayo area (1-1' in Fig. 1), showing the distribution of the lower and upper sequences and of their systems tracts.

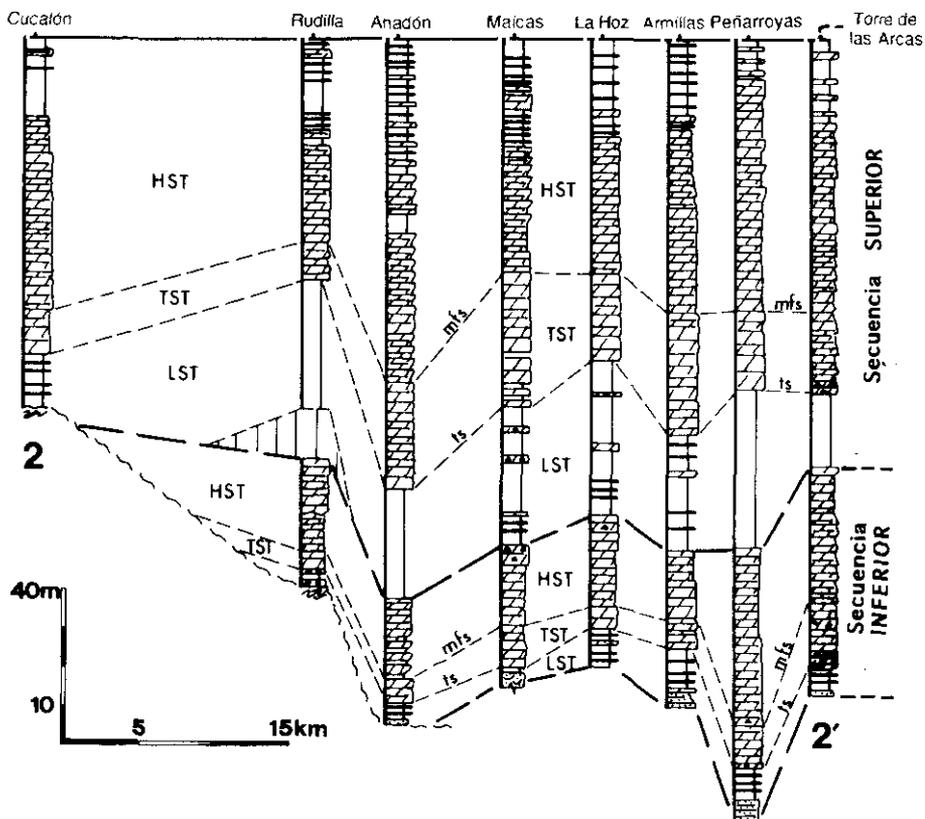


Fig. 4.—Panel de correlación del sector de Montalbán (2-2' en la Fig. 1), en el que se indica la distribución de las secuencias inferior y superior y de sus cortejos sedimentarios.

Fig. 4.—Cross-section for the Montalbán area (2-2' in Fig. 1), showing the distribution of the lower and upper sequences and of their systems tracts.

UNIDAD CARBONATADA INFERIOR

Está constituida por una sucesión de dolomías tableadas o estratificadas, a veces bioclásticas, con señales de bioturbación, laminación paralela y cruzada, laminaciones estromatolíticas y estructuras de exposición subaerea (*tepees*, *mud cracks*). Generalmente en la base se sitúan niveles de arcillas, margas y areniscas, entre los que suelen intercalarse otros de dolomías de poca potencia. Estos niveles basales tienen el color rojo característico de las facies Buntsandstein infrayacentes, y están separadas de ellas por un nivel de brecha, superficie ferruginosa o *hard ground*.

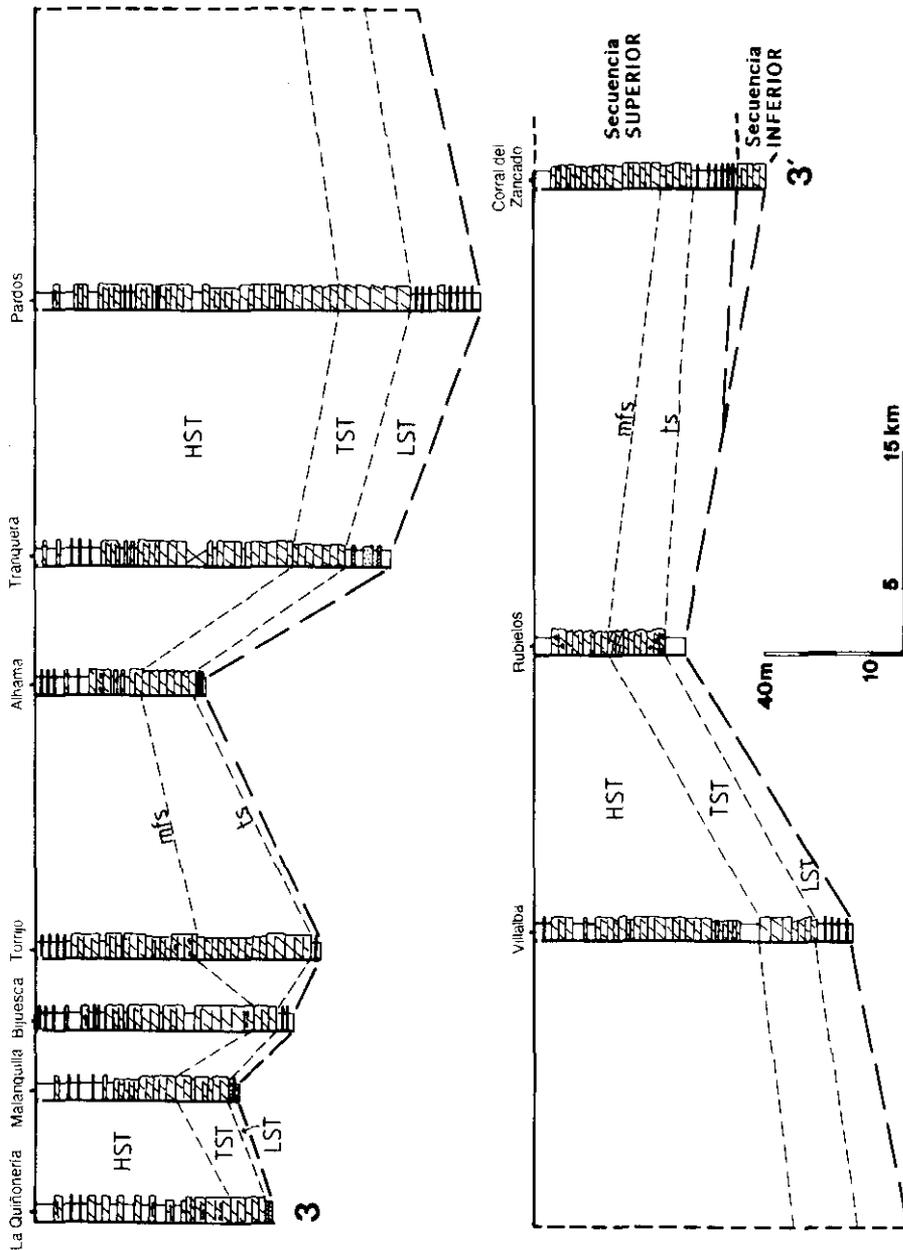


Fig. 5.—Panel de correlación del sector occidental (3-3' en la Fig. 1), en el que se indica la distribución de las secuencias inferior y superior y de sus cortejos sedimentarios.

Fig. 5.—Cross-section for the western area (3-3' in Fig. 1), showing the distribution of the lower and upper sequences and of their systems tracts.

La unidad se presenta en los sectores orientales (Fig. 1) con una potencia que oscila entre 25 y 70 m en el anticlinorio de Montalbán (Fig. 4) y entre 10 y 15 m para el sector del Moncayo (Fig. 3). Está ausente en el sector de Ateca-Gallocanta (Fig. 5). En ocasiones, está sustituida por una brecha cuarcítica, como es el caso del perfil de Aladrén. En los perfiles de Rudilla y Anadón se encuentra una brecha semejante en la base de la unidad, que se apoya directamente sobre los materiales paleozoicos, con ausencia de las facies Buntsandstein.

La unidad carbonatada inferior es correlacionable con las Formaciones Marines y Landete de López-Gómez & Arche (1992a) y con las unidades Lutitas y margas de Cálcena y Dolomías de Illueca de Arribas (1986). También es equivalente de la «Barra inferior» de la Formación carbonatada media de Garrido & Villena (1977), y del «Muschelkalk inferior» de Marín (1974).

TRAMO INTERMEDIO

Está constituido por margas y arcillas rojas entre las que se intercalan niveles poco potentes o láminas de dolomías, así como dolomías estratificadas, yesos estratificados o masivos y niveles arenosos. Algunos de estos niveles presentan estructuras tractivas tales como *ripples*, laminación cruzada y paralela, niveles brechoideos, biturbación, laminaciones algales así como abundantes estructuras de exposición subaerea (grietas, brechas de desecación y *tepees*).

Esta unidad se ha reconocido en la práctica totalidad de los perfiles estudiados. Se sitúa estratigráficamente entre los dos conjuntos carbonatados, como ocurre en los sectores del Moncayo y del anticlinorio de Montalbán (Figs. 3 y 4), o bien directamente sobre la facies Buntsandstein, caso del sector de los montes de Ateca-Gallocanta (Fig. 5). En el sector del Moncayo tiene una potencia considerable, superior a los 40-45 m en los perfiles de Morés, Brea y Rodanas (Fig. 3), adelgazándose hacia el NO y SE respectivamente, hasta quedar reducido a 7-8 m en los perfiles de Pomer y Paniza, a la vez que desaparece la unidad carbonatada inferior. Esta situación se repite en el sector de Montalbán (Fig. 4), con valores que oscilan entre los 25 m de Torre de las Arcas y Anadón o los 40 m de La Hoz de la Vieja y Maicas, que disminuyen bruscamente hacia el NO hasta llegar a 12 m en Cucalón, a la vez que desaparece la unidad inferior. Por último, en el sector de Ateca-Gallocanta (Fig. 5) tiene potencia máxima de 20 m medida en Pardos, y unas potencias repartidas entre 3-4 y 10-12 m para el resto de los perfiles.

Esta unidad es equivalente a la Fm. Mas de López-Gómez & Arche (1992a), a la unidad de Lutitas y margas de Trasobares de Arribas (1986), a la intercalación detrítico evaporítica intermedia de Garrido & Villena (1977), al «Anhydritgruppe» de Marín (1974) y al tramo rojo intermedio de Virgili (1955).

UNIDAD CARBONATADA SUPERIOR

Está constituida por una sucesión de dolomías estratificadas ocasionalmente nodulosas, tableadas o laminadas, que hacia techo pasan a una alternancia de margas grises y dolomías tableadas. La mitad inferior de la unidad se encuentra bioturbada, contiene bioclastos moderadamente abundantes y presenta estratificación y laminación cruzada. Por encima se sitúa generalmente una sucesión de dolomías con laminación, ordenadas en conjuntos métricos estratocrecientes y/o decrecientes, con abundantes huellas de bioturbación (pistas horizontales y verticales), *ripples*, laminación estromatolítica, porosidad fenestral y brechas de desecación. Hacia el techo de la unidad se encuentra una sucesión de margas y arcillas grises que alternan con niveles dolomíticos estratificados y muy laminados, en los que se reconocen laminaciones de algas, estructuras *tepees*, porosidad fenestral, grietas y brechas de desecación, brechas de colapso por disolución de evaporitas, moldes de evaporitas y estratificación lenticular y *flaser*.

La unidad está presente en todo el área estudiada, con espesores que oscilan entre 60 y 85 m, si bien puede alcanzar los 100 m en los perfiles de Pardos y Brea (Figs. 3 y 5) o los 120 m en Anadón (Fig. 4). Las potencias menores se observan en las localidades de Noviercas (Fig. 3), Alhama, y Rubielos de la Cérida (Fig. 5), con espesores de 40-45 m. Descansa siempre sobre los niveles del tramo intermedio, y pasa hacia techo de manera muy neta a las arcillas y margas de las facies Keuper.

Esta unidad es correlacionable con la Fm. Cañete de López Gómez & Arche (1992a), con las Fms. de Tramacastilla, Cuesta del Castillo y Royuela de García-Gil (1991b), con el grupo carbonatado superior de Arribas (1986), que incluye dos unidades, las «dolomías basales» y «dolomías y margas superiores», con la «barra carbonatada superior» de la Formación carbonatada media de Garrido & Villena (1977), con el Muschelkalk superior de Marín (1974), y con las capas dolomíticas y capas de Royuela de García Royo & Arche (1987). La parte más alta de la serie de alternancia de margas y dolomías tableadas fueron definidas como «Capas de Royuela» por Hinkelbein (1965).

ANÁLISIS DE FACIES

El análisis de facies se ha basado fundamentalmente en las observaciones de campo de las distintas litologías y texturas reconocibles, y de las geometrías de los cuerpos sedimentarios. Este análisis se ha completado con el estudio de las microfacies a partir de secciones pulidas y láminas delgadas. También se han utilizado los datos de carácter petrográfico y sedimentológico aportados por otros autores que han estudiado en detalle algunos de los sectores tratados en este trabajo, entre los que podemos citar los trabajos de García Royo & Arche (1987), Arribas (1986), Arribas & De La Peña (1984) y Mójica (1977).

UNIDAD CARBONATADA INFERIOR

Los metros basales de esta unidad están constituidos por una sucesión de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones muy finas de láminas dolomíticas. Se trata de facies de lutitas y areniscas con laminación paralela y laminación cruzada, estratificación *flaser* y lenticular, correspondientes a depósitos tractivos y de decantación alternantes. Los niveles dolomíticos presentan laminación algal, *tepees* y grietas de desecación, así como superficies ferruginosas. También se encuentran pseudomorfos de evaporitas. Este tramo se interpreta como depósitos de llanuras mareales terrígenas con *ponds* o áreas encharcadas y/o posible bombeo evaporítico.

La parte superior, más carbonatada o dolomítica, presenta una primera facies de dolomías bioturbadas (*wackestone-packstone*), con frecuentes restos de fósiles y bioclastos (foraminíferos, equinodermos, y algunos gasterópodos). Estas facies corresponden a la colonización por organismos bentónicos de los sedimentos depositados en medios submareales. También se han identificado ooides dispersos. Además se encuentran facies de *grainstones* oolíticos con fósiles e intraclastos, y facies de mudstones dolomíticos y dolomicritas con algunos restos de bioclastos, pseudomorfos de evaporitas, grietas de desecación y laminaciones algales.

El resto de la unidad se caracteriza por su ordenación en secuencias de somerización integradas por las distintas facies, mostrando el desarrollo de una llanura mareal carbonatada sobre las facies energéticas de *shoals* oolíticos, o sobre áreas más tranquilas con acumulación de bioclastos.

TRAMO DETRÍTICO INTERMEDIO

Está constituido por lutitas, generalmente arcillas de tonos rojizos y verdosos, entre las que se intercalan areniscas, dolomías laminadas y yesos en el sector del Moncayo (Fig. 3), y niveles dolomíticos laminados y brechas dolomíticas en el sector de Montalbán (Fig. 4). Las facies de lutitas y margas laminadas pueden presentar bioturbación y grietas de desecación. Las facies de areniscas intercaladas muestran laminación cruzada debida a ripples, y a veces estratificación lenticular y *flaser*. En las facies de dolomías laminadas se observa laminación algal, porosidad fenestral, *tepees*, grietas de desecación y superficies y costras ferruginosas. También se encuentran pseudomorfo de evaporitas y facies de brechas dolomíticas de colapso por disolución. Por último se diferencian facies de yesos masivos y laminares, que aparecen interestratificadas entre las facies lutíticas.

Este conjunto se interpreta como depositado en las zonas intermareales altas o supramareales, en el contexto de una amplia llanura lutítica a la cual llegarían aportes terrígenos continentales, y en donde se localizarían zonas encharcadas o de estancamiento de aguas marinas. Al mismo tiempo y en condiciones de alta salinidad y en áreas subsidentes favorables, se acumularían potentes depósitos evaporíticos.

UNIDAD CARBONATADA SUPERIOR

Por lo general, presenta una litología de dolomías recristalizadas de aspecto masivo en la que el reconocimiento de la facies original resulta difícil. No obstante y basándonos fundamentalmente en las observaciones de campo, es posible identificar y diferenciar distintas facies. Hacia la base de la unidad se localizan dolomías nodulosas con texturas *packstone-wackestone*, con restos de equinodermos y bivalvos, y abundante bioturbación. Normalmente, por encima de esta facies, se encuentran dolomías en bancos en los que se identifican una geometrías plano-convexas, correspondientes a ripples y dunas, que pueden alternar con cuerpos canalizados de bases erosivas. También se observa estratificación cruzada de bajo ángulo. Las texturas de estas facies son difíciles de precisar, aunque pueden tratarse de *packstones* y *grainstones* de bioclastos y oolitos.

La parte basal puede interpretarse como depósitos submareales someros tranquilos y ampliamente colonizados por organismos bentónicos. La presencia sobre este conjunto de facies con estructuras tractivas se in-

terpreta como la implantación de un ambiente energético, localizado por encima del nivel de base del oleaje con formación de barras y canales.

Por encima se identifican facies de dolomías tableadas y nodulosas con superficies ferruginosas. Se trata de *wackestones* con algunos bioclastos y abundante bioturbación y *packstone-grainstones* bioclásticos y oolíticos con laminación y estratificación cruzada de pequeña escala. Además se encuentran *mudstone-wackestones* con abundantes peloides y laminación algal estromatolítica, con porosidad fenestral y grietas de desecación. Este tramo aparece ordenado en secuencias de somerización, en cuya base pueden situarse facies nodulosas y bioturbadas, o facies bioclásticas y/o oolíticas, mientras que hacia techo se desarrollan las facies de laminaciones estromatolíticas o algales. Se interpreta como el resultado de la progradación por somerización de una llanura de mareas carbonatada, en la que los términos más profundos (submareales someros) están representados por depósitos de baja energía (secuencias *muddy*), o por términos de alta energía (secuencias *grainy*).

La parte alta de la unidad se caracteriza por la alternancia de margas y dolomías laminadas. Estas últimas son *wackestones* con laminación estromatolítica y porosidad fenestral, grietas y brechas de desecación, *tepees* y pseudomorfos de evaporitas. Estas facies representan la somerización de una llanura inter-supramareal con amplio desarrollo de la llanura fangosa. La presencia de evaporitas marcaría la progresiva implantación de los ambientes áridos.

ESTRATIGRAFÍA SECUENCIAL

El análisis de las facies realizado en el sector aragonés de la Cordillera Ibérica, y en especial el estudio de su extensión, sus relaciones geométricas, así como la caracterización de las discontinuidades sedimentarias de carácter regional, nos ha permitido realizar una división de los materiales estudiados en secuencias de depósito. Concretamente se han identificado dos secuencias que, en función de su situación estratigráfica y de sus características y evolución sedimentaria, se consideran equivalentes laterales de las descritas anteriormente por García-Gil (1991b), Pérez-Arlucea (1991) y López-Gómez & Arche (1993). Aunque nuestros datos bioestratigráficos son todavía insuficientes, la correlación de las discontinuidades con los sectores adyacentes nos permite suponer una edad equivalente para las secuencias que aquí se describen. De este modo, la secuencia inferior se desarrollaría íntegramente durante el Anisiense, mientras que la superior correspondería al Anisiense superior-Carniense inferior.

En este apartado se muestra asimismo la distribución y características de los cortejos sedimentarios en estas dos secuencias. Su identificación está realizada a partir de la distribución de las facies, en especial de su disposición progradante, retrogradante o agradacional (ver Figs. 3, 4 y 5). La subdivisión en cortejos permite realizar precisiones en torno a la evolución paleoambiental de los materiales estudiados.

LA SECUENCIA INFERIOR

De igual manera que en los otros sectores de la cuenca, la secuencia inferior, está constituida en su base por los materiales terrígenos, situados a techo de la facies Buntsandstein, y que se conocen como *facies Röt*. La parte superior de la secuencia la constituye la unidad carbonatada inferior. Su límite inferior es una superficie de discontinuidad bien marcada y reconocible en el campo como una superficie ferruginizada a partir de la cual se produce un cambio en la litología, pasando a ser arcillosa-arenosa con intercalaciones de láminas y niveles dolomíticos. El límite superior se sitúa a techo de la unidad carbonatada inferior y supone también un brusco cambio en la litología, ya que a partir de esa superficie aparecen los materiales terrígenos continentales del tramo intermedio.

Como se ha señalado, esta secuencia está representada en los sectores de Montalbán (Fig. 4) y del Moncayo (Fig. 3). En el primero de ellos se produce una paulatina reducción en los espesores, de manera que se pasa de los 60-70 m en los perfiles de Peñarroyas, situado en el extremo SE, a los 30 y 25 de Anadón y Rudilla, situados hacia el NO (Figs. 3 y 4). La disminución en el espesor va asociada a la progresiva desaparición de los materiales terrígenos basales (facies Röt) que son sustituidos por facies de brechas (Fig.4, perfiles de Cucalón y Rudilla), hasta la desaparición total de la secuencia hacia el NO. Paralelamente, la discontinuidad basal llega a situarse sobre los materiales paleozoicos, con la consiguiente desaparición de las facies Buntsandstein.

El estudio de la distribución horizontal y vertical de facies muestra la presencia de tres episodios evolutivos bien diferenciados, que se corresponden con los tres cortejos sedimentarios de esta secuencia.

El cortejo de nivel bajo del mar

El LST está constituido por los materiales que se sitúan entre el límite inferior de la Secuencia, y la superficie de transgresión y corresponde a

las facies Röt o sus equivalentes laterales. El límite inferior de la secuencia se sitúa sobre las facies Buntsandstein, con la excepción de los perfiles de Anadón y Rudilla (extremo NO del sector de Montalbán), y en el perfil de Aladrén (extremo SE del sector del Moncayo), en donde se sitúa directamente sobre el Paleozoico.

La superficie de transgresión se localiza en la base del primer paquete dolomítico claramente marino y que constituye a su vez la base de la unidad carbonatada inferior. Se trata de un conjunto mayoritariamente terrígeno con delgadas intercalaciones carbonatadas. Su espesor oscila entre 2 y 5 m para el sector del Moncayo, y entre los 5 y los 12 m en el sector de Montalbán. En este sector, entre los perfiles de Rudilla y Cucalón (Fig. 4), se observa el acuñaamiento y desaparición lateral de este cortejo. En el sector del Moncayo este acuñaamiento se observa hacia el NO entre los perfiles de Tierga y Pomer (Fig. 3).

En las partes más proximales de cada sector, hacia el NO, se situarían los relieves paleozoicos emergidos a partir de los cuales se realiza la progradación de este cortejo. Las asociaciones de facies representan a los depósitos de llanura mareal a la que llegan aportes terrígenos continentales, que en algunos puntos corresponden a brechas muy proximales debidas a la erosión de los relieves.

El cortejo transgresivo

Está limitado por la superficie de transgresión y la superficie de máxima inundación, y corresponde a la parte inferior de la unidad carbonatada inferior. La superficie de máxima inundación se ha establecido con criterios de facies. Así se observa como las facies basales generadas en una rampa carbonatada submareal somera, recubren a los materiales del LST, y se extienden en *onlap* sobre los bordes de la rampa, dibujando un dispositivo retrogradante. A techo de estos depósitos y coincidiendo con un cambio neto en la evolución sedimentaria se situaría la superficie de máxima inundación.

El TST se presenta con espesores que oscilan entre 2 y 7 m en el sector del Moncayo, mientras que en el sector de Montalbán las potencias son ligeramente mayores, entre 7 y 10 m, acuñaándose progresivamente hacia Anadón y Rudilla (4 m), desapareciendo antes de llegar a Cucalón (Fig.4).

El cortejo de nivel alto del mar

Se incluyen en este cortejo los materiales comprendidos entre la superficie de máxima inundación y el límite superior de la secuencia. Corresponden a la parte alta de la unidad carbonatada inferior, cuyos depósitos marcan una tendencia claramente somerizante y progradante. El límite superior es la discontinuidad sedimentaria que se desarrolla a techo de la unidad carbonatada inferior y que da paso a los depósitos terrígenos del tramo intermedio.

Esta formado por un conjunto de secuencias de somerización generadas en ambientes de llanura de marea carbonatada, y en donde encontramos secuencias con término inferior submareal, constituido por facies oolíticas, pequeñas barras y dolomías nodulosas bioturbadas. El término superior incluye las facies laminadas de algas, con claras señales de emergencia.

El HST tiene espesores siempre inferiores a los 10 m en el sector del Moncayo, mientras que en el sector de Montalbán (Fig. 2) los espesores oscilan entre 40-45 m para las partes más distales (Peñarroyas, Torre de las Arcas) y unos 20 m para los más proximales. Este cortejo tiene una tendencia claramente progradante, si bien muestra una componente importante de agradación. Por otro lado y a la vez que recubre totalmente al TST, se extiende hacia las zonas más proximales mostrando el *onlap* costero característico de este cortejo.

La Secuencia superior

Esta secuencia está constituida por los materiales terrígenos del tramo intermedio y por la unidad carbonatada superior. Su límite inferior lleva asociado un hiato durante el cual tuvo lugar la exposición subaérea de los materiales del techo de la secuencia anterior, como se puede observar en gran parte de los afloramientos de la cordillera Ibérica. El límite superior se sitúa en la superficie de techo de la unidad carbonatada superior, superficie mediante la cual se pasa bruscamente a otro tipo de litología y de naturaleza del depósito (facies Keuper).

Esta secuencia está presente en todo el ámbito estudiado, de manera que aparece como la unidad más expansiva del Muschelkalk. Al realizar la correlación en cada uno de los distintos sectores según la dirección SE-NO, se observa que el tramo intermedio aparece siempre con mayor espesor en aquellas zonas en las que la Secuencia inferior está presente, en

cuyo caso tiene intercalaciones de dolomías laminadas o brechoides como es el caso del sector de Montalbán (Fig. 4), o intercalaciones de evaporitas como es el caso del sector del Moncayo (Fig. 3).

En función del análisis y correlación de las facies en esta secuencia, se han podido diferenciar sus tres cortejos sedimentarios.

El cortejo de bajo nivel del mar

Está representado por el tramo intermedio, cuya base se corresponde con el límite inferior de la secuencia y cuyo techo, que coincide con la base de la unidad carbonatada superior, marca la superficie de transgresión. El límite inferior se sitúa bien sobre el techo de la secuencia anterior, sobre las facies Buntsandstein, o directamente sobre los materiales paleozoicos. En el primero y en el tercer caso, el límite aparece claramente definido, pero cuando se superpone sobre las areniscas del Buntsandstein, el límite se define en función de la presencia de algunos niveles carbonatados muy delgados, o por la presencia de alguna superficie ferruginosa a partir de la cual se observe algún cambio litológico o de facies. Este último caso es el que se presenta en el sector de Ateca-Gallocanta (Fig. 5), en donde la secuencia inferior no está presente. No obstante, el tramo intermedio ha sido identificado en la práctica totalidad de los perfiles estudiados.

El LST aparece con distintas características en cada uno de los sectores estudiados. En el sector de Ateca-Gallocanta (Fig. 5) corresponde a facies de llanura mareal con niveles carbonatados y evidentes señales de emersión, y se presenta con un espesor de entre 12 y 20 m en el extremo SE que se reducen a 2-3 m hacia el NO, a partir de Alhama de Aragón. En el sector del Moncayo (Fig.3) el espesor presenta un máximo de 40-50 m, se intercalan abundantes depósitos evaporíticos entre las lutitas rojas que son dominantes, y se reducen drásticamente hacia el NO, a la vez que adquieren mayor importancia los niveles de dolomías laminadas. En el sector de Montalbán (Fig. 4), el espesor es de 30 a 40 m, con una reducción rápida hacia el NO. Las intercalaciones entre las lutitas rojas son fundamentalmente de dolomías tableadas y brechificadas.

El cortejo transgresivo

Se reconoce entre la superficie de transgresión, que corresponde a la base de la unidad carbonatada superior, y la superficie de máxima inun-

dación, que se identifica, como en la secuencia infrayacente, por criterios de facies y de evolución sedimentológica. Esta se ha situado por encima de las facies de barras y bioturbadas con restos de bivalvos, equinodermos y foraminíferos, que aparecen en la parte inferior de la unidad carbonatada superior. Estas facies reflejan la implantación de una rampa carbonatada somera y el desarrollo de ambientes submareales, tanto de alta energía como protegidos.

Este conjunto presenta una gran homogeneidad de facies y de espesores, en torno a los 20-30 m con algunas pequeñas reducciones locales. No se observan disminuciones ni acunamientos hacia el NO, ya que la extensión de la rampa no se limita a estos sectores como en el caso de la secuencia anterior, sino que se extiende ampliamente en dirección a la Meseta o Macizo Ibérico. Sin embargo, su disposición recubriendo y sobrepasando los relieves hercínicos, lo configuran como un conjunto retrogradante claramente transgresivo y de mayor extensión lateral que el TST de la secuencia infrayacente.

El cortejo de nivel alto del mar

Se sitúa entre la superficie de máxima inundación y el límite superior de la secuencia, que está marcado por la discontinuidad superior que da paso a las facies Keuper. Los materiales que integran este cortejo son los correspondientes al resto de la unidad carbonatada superior. Dentro de éstos se encuentra un conjunto de dolomías en bancos y dolomías tableadas depositadas en ambientes sub-intermareales, y un conjunto de margas grises en alternancia con niveles dolomíticos tableados y laminados, desarrolladas en ambientes inter-supramareales.

El cortejo muestra la progradación de las partes proximales de una rampa carbonatada sobre las facies transgresivas del cortejo precedente. Es por lo tanto un dispositivo progradante, que posiblemente recubra en *onlap* a las facies anteriores hacia su zona más próxima, que se situaría en dirección a la Meseta.

DISCUSIÓN

CORRELACIÓN CON OTROS SECTORES

En trabajos recientes se ha propuesto la división en secuencias de depósito y cortejos sedimentarios del Muschelkalk en la cuenca Catalana

(Calvet *et al.*, 1990 y Tucker *et al.*, 1993), en el sector suroriental de la Cordillera Ibérica (López-Gómez y Arche, 1992b y 1993), y en el sector noroccidental de la Cordillera Ibérica (García-Gil 1991b y Pérez-Arlucea, 1991). Según estos estudios, el Muschelkalk de la Cuenca Ibérica esta constituido por dos secuencias deposicionales. La secuencia inferior se desarrolla íntegramente durante el Anisiense y comprende la unidad carbonatada inferior. Además incluye los sedimentos lutíticos arenosos y dolomíticos infrayacentes, semejantes a las facies Buntsandstein y que son conocidos como facies Röt en el ámbito del Trias germánico. A la secuencia superior se le atribuye una edad Anisiense superior-Carniense inferior (López-Gómez & Arche, 1993). Como hemos dicho anteriormente, las dos secuencias reconocidas en nuestro trabajo se consideran equivalentes laterales a estas dos secuencias. Además, Calvet *et al.* (1990) y Tucker *et al.*, (1993) señalan la existencia de dos secuencias en la cuenca Catalana dentro del intervalo temporal atribuido a la secuencia superior.

Existen asimismo numerosas equivalencias respecto a la división en cortejos sedimentarios propuesta por los diversos autores y los reconocidos en el sector aragonés. El cortejo de bajo nivel del mar (LST) de la secuencia inferior está constituido por la Fm. Marines (facies Röt) en el sector suroriental de la Cordillera Ibérica y por la unidad de margas y evaporitas equivalente a la facies Röt en la Cordillera Costero Catalana. El cortejo transgresivo (TST) corresponde a la parte inferior de la Fm. Landete en la Cordillera Ibérica suroriental, que representa depósitos con tapices de algas intermareales y *shoals* de alta energía. En el sector oriental de la Cordillera Costero Catalana este cortejo lo constituyen las Fms. El Brull, Olessa y Vilella Baixa, que representan depósitos de estromatolitos laminares, calizas bioturbadas y facies tractivas con ripples, ooides y brechas de intraclastos. El HST comienza con las facies de bivalvos, foraminíferos y conodontos de la Fm. Landete y por las facies inter-supramareales estromatolíticas y bioclásticas de la Fm. Coldejou en la Cordillera Costero Catalana.

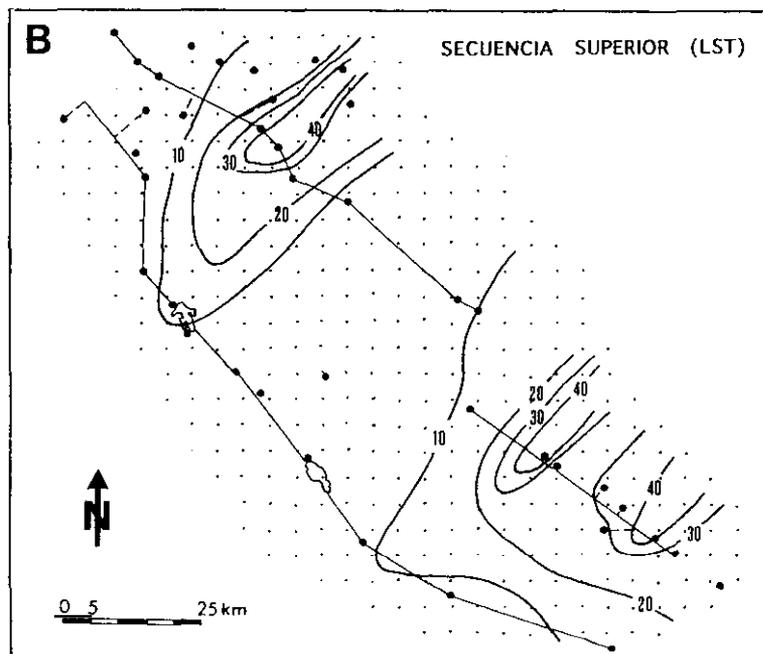
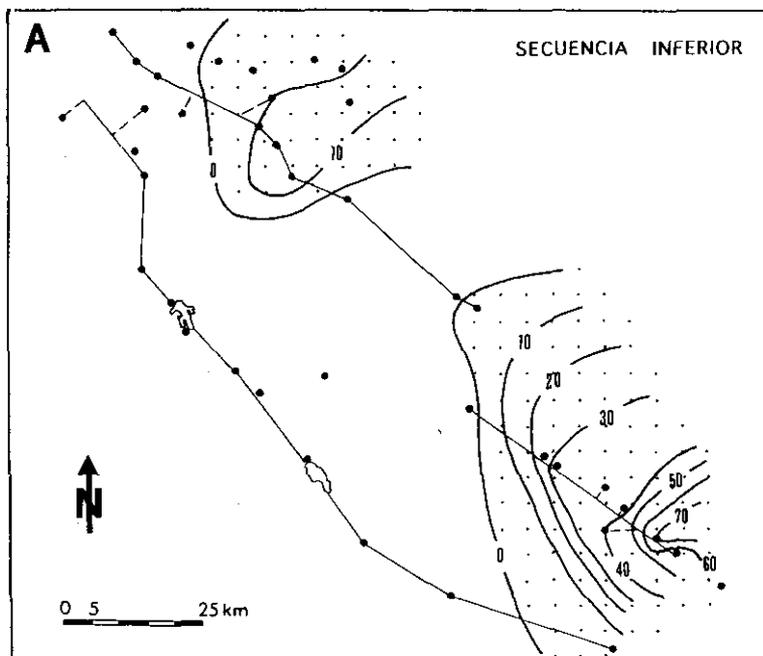
En ambos casos, y de modo semejante a lo observado en el sector aragonés, la superficie de transgresión se corresponde con la superficie basal del conjunto carbonatado inferior (Fm. Landete en la Cordillera Ibérica suroriental y Fm. El Brull en la Cordillera Costero Catalana). Esta correlación implica asumir que este límite litológico tiene un carácter prácticamente isocrono a lo largo de toda las cuencas Ibérica y Catalana. Este hecho es coherente con los escasos datos paleontológicos disponibles, y con la concepción de las rampas del Triásico Medio como extensas llanuras de muy escasa pendiente, que serían inundadas en un

tiempo geologicamente instantaneo como consecuencia de una rápida transgresión marina. Sin embargo, dado que el sector estudiado registra los depósitos marinos más marginales de esta secuencia hacia el NO (ver Fig. 6A), no se puede descartar que la superficie de transgresión se encuentre en los tramos margosos infrayacentes. Respecto a la superficie de máxima inundación se sitúa, en todos los casos, dentro de la unidad carbonata inferior, de modo que marca el paso de un sistema retrogradante a otro caracterizado por la agradación/progradación.

En la secuencia superior han sido descritos también tres cortejos sedimentarios. Su límite inferior es una superficie de brechas y exposición subaérea localizada a techo de la Fm. Landete o de la Fm. Colldejou. En la Cordillera Ibérica meridional, el LST corresponde a la Fm. Mas. Se trata de depósitos de influencia continental de facies fluviales distales, facies de llanura fangosa intermareal y de sebkhas costeras. El TST está representado por la parte inferior de la Fm. Cañete, correspondiente a facies de alta energía con ooides, bioclastos, y *ripples*, así como facies estromatolíticas. La superficie de máxima inundación se sitúa sobre unos niveles que contienen bivalvos y conodontos. La parte superior de la Fm. Cañete, en la que se observa la disposición progradante de las facies, corresponde al HST.

Al Oeste de estos afloramientos, en el sector de Albarracín, Pérez-Arlucea (1991) señala que las facies terrígenas continentales y transicionales Fm. Torete formarían el LST, mientras que el TST estaría constituido la parte inferior de las facies marinas de la Fm. Tramacastilla. El HST lo integran la parte superior de la Fm. Tramacastilla y las facies con intercalaciones marinas Fm. Royuela. Al NO de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, García-Gil (1991b) señala la ausencia del LST. De este modo, el TST, representado por de la Fm. Torete y la Fm. Tramacastilla, recubren discordantemente las areniscas del Buntsandstein. El HST lo integran las facies costeras y marinas someras de la Fm. Cuesta del Castillo y las de la Fm Royuela.

Como consecuencia, de modo similar a lo comentado para la Secuencia inferior, el límite inferior de la unidad carbonatada superior debe ser asumido como prácticamente isocrono a escala de cuenca, ya que marca con su base la superficie de transgresión, tanto en el sector central, como en la Cordillera Ibérica meridional (límite inferior de la Fm. Cañete) o en el sector de Albarracín (límite inferior de la Fm. Tramacastilla). Sin embargo, hay que notar que en las zonas más marginales de la cuenca, García-Gil (1991b) señala que la superficie de transgresión no coincide con el límite inferior de la Fm. Tramacastilla, sino que se encuentra a la base de las facies terrígenas de la Fm. Torete.



CONDISERACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

Los datos aportados anteriormente permiten establecer nuevas precisiones de carácter paleogeográfico. En la figura 6 se muestra la extensión lateral y distribuciones de potencias de la Secuencia inferior (unidad carbonatada inferior) y del LST de la Secuencia superior (tramo detrítico intermedio). La rampa carbonatada desarrollada durante el Anisiense registra sus máximos espesores en las proximidades de Montalbán. En el sector del Moncayo presenta espesores reducidos y facies de rampa marginal, con predominio de los depósitos de llanura mareal. Ambos dominios constituyen dos subcuencas, separadas por un umbral de orientación NE-SO, que actualmente corresponde con las Sierras de Vicort y Algairén (Fig. 6A). En los paneles de correlación de las figuras 3 y 4 puede verse el sucesivo recubrimiento (*onlap*) de los depósitos de esta secuencia sobre los macizos paleozoicos que constituyeron este umbral.

Estas subcuencas estarían limitadas al Oeste por el denominado umbral de Ateca-Montalbán (e.g., López-Gómez & Arche, 1992). El origen de las transgresiones que originaron sus depósitos estuvo al Este, en los dominios del mar del Tethys. Sin embargo, la disposición paleogeográfica de estas subcuencas al Este del umbral de Ateca-Montalbán, sugiere que estas incursiones marinas tendrían su origen en los dominios catalanes del Tethys y pudieron canalizarse por la actual cuenca del Ebro.

Las facies correspondientes al LST de la Secuencia superior son más expansivas lateralmente, de forma que cubren la zona occidental de los dominios estudiados, alcanzado por tanto los dominios del umbral de Ateca-Montalbán (Fig. 6B). Además recubren el umbral de dirección NE-SO mencionado anteriormente. Sin embargo, estos umbrales debieron suministrar gran parte de los aportes terrígenos que se encuentran en esta unidad. Todos estos dominios fueron recubiertos posteriormente por las facies de rampa carbonatada correspondientes al TST y al HST de esta secuencia (unidad carbonatada superior), que sobrepasan el umbral de Ateca-Montalbán y alcanzan a su vez mayor expansión hacia el Oeste.

Las líneas isopacas representadas en la Fig. 6B, permiten la interpretación de un control tectónico para el depósito del LST de la Secuencia superior. De esta manera, se formarían tres surcos subsidentes de orientación NE-SO, que en algunos casos presentan evidencias de restricción en

Fig. 6A.—Isopacas y mapa de extensión lateral del unidad carbonatada inferior. B).—Isopacas y mapa de extensión lateral del tramo intermedio.

Fig. 6A.—Thickness distribution and lateral extension for the upper carbonatic Unit.—B).—Thickness distribution and lateral extension for the middle detritic Unit.

el medio de sedimentación (niveles evaporíticos). En la zona más meridional, en el sector de Montalbán, se encuentran dos de estos surcos, mientras que el surco más septentrional se encuentra entre los afloramientos de Morés y Brea. La orientación de estos surcos sugiere un control tectónico por fallas de orientación NE-SO, de manera semejante a lo observado en el dominio suroriental de la cuenca Ibérica (López-Gómez & Arche, 1992).

CONCLUSIONES

1. El Triásico Medio en facies Muschelkalk de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica está organizado en dos Secuencias de depósito, que hemos denominado Secuencias inferior y superior. Por correlación con las secuencias definidas previamente en el sector suroriental de la Cordillera, proponemos una edad Anisiense y Anisiense superior-Carniense inferior para cada una de ellas.

2. La secuencia inferior se restringe espacialmente a la zona oriental, alcanzando su máximo desarrollo en el área de Montalbán (hasta 70 m). En el sector del Moncayo tiene espesores de hasta 15 m. Ambos dominios constituyen dos subcuencas, separadas por un umbral de orientación NE-SO, que actualmente se corresponde con las Sierras de Vicort y Algairén. Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta secuencia comprende una unidad margosa basal, bien diferenciable de las facies Buntsandstein, y que hemos identificado como facies Röt, y otra dolomítica, denominada unidad carbonatada inferior. La Secuencia superior es más expansiva, puesto que se reconoce a lo largo de todo el área de estudio. Consiste en dos unidades litoestratigráficas, denominadas tramo detrítico intermedio y unidad carbonatada superior.

3. El análisis de facies y la correlación entre los distintos perfiles y sectores, ha permitido realizar precisiones en torno a la distribución de cortejos sedimentarios dentro de estas secuencias. El LST de la Secuencia inferior está formada por depósitos margosos y lutíticos supramareales, con esporádicas influencias marinas. El inicio del TST supone la instalación de las facies submareales de rampa carbonatada en el sector de Montalbán, mientras que en el sector del Moncayo sólo se registran facies marinas muy marginales. El HST representa la progradación o somerización de esta rampa, con predominio de facies de llanura mareal.

4. Los tres cortejos sedimentarios de la Secuencia superior se han reconocido a lo largo de todos los dominios estudiados. El LST está do-

minado por el depósito en llanuras supramareales, con desarrollo eventual de facies evaporíticas (sector del Moncayo), y tiene su máximo registro en una serie de surcos subsidentes o subcuencas de orientación NE-SO. El TST representa la instalación de facies submareales bioturbadas y de alta energía en todos los dominios estudiados. El HST viene marcado por la progradación de las llanuras mareales y supramareales.

5. Las subcuencas desarrolladas durante la Secuencia inferior estarían limitadas al Oeste por el denominado umbral de Ateca-Montalbán. La disposición paleogeográfica de estas cuencas sugiere que las incursiones marinas que originaron sus depósitos procederían de los dominios catalanes del Tethys y pudieron canalizarse por la actual cuenca del Ebro. Por otro lado, la geometría y orientación de estas subcuencas y la de las desarrolladas durante el LST de la Secuencia superior, sugieren un control tectónico por fallas de orientación NE-SO.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos al Doctor Joaquín Villena los comentarios realizados durante la elaboración del trabajo y a la Doctora Soledad García-Gil la revisión del manuscrito original. Este trabajo es una aportación al proyecto PB92-0862-CO2-O2 financiado por la D. G. I. C. Y. T.

BIBLIOGRAFÍA

- ARCHE, A. & LÓPEZ-GÓMEZ, J. (1992): «Una nueva hipótesis sobre las primeras etapas de la evolución tectosedimentaria de la cuenca permo-triásica del SE de la Cordillera Ibérica», *Cuad. Geol. Ibér.*, 16: 115-143.
- ARRIBAS, J. (1986): *Sedimentología y diagénesis del Buntsandstein y Muschelkalk de la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincias de Soria y Zaragoza)*, Tesis Doctoral, Univ. Compl. de Madrid, 621 pp.
- ARRIBAS, J. & DE LA PEÑA, J. A. (1984): «Sedimentología y diagénesis de la barra carbonatada inferior del Muschelkalk en la rama aragonesa de la Cordillera Ibérica (provincia de Zaragoza)», *Libro Homenaje a Luis Sánchez de la Torre (A. OBRADOR, Ed.): Publicaciones de Geología*, 20: 131-140.
- CALVET, F. & TUCKER, M. E. (1988): «Outer ramp cycles in the Upper Muschelkalk of the Catalan Basin, northeast Spain», *Sed. Geol.*, 57: 185-198.
- CALVET, F.; TUCKER, M. E. & HENTON, J. M. (1989): «Sistemas de rampas carbonatadas del Triásico Medio, Catalánides, NE España», *XII Congreso Español de Sedimentología, Bilbao*, vol. Simposios, 43-53.
- CALVET, F. TUCKER, M. E. & HENTON, J. M. (1990): «Middle Triassic carbonate ramp systems in the Catalan basin, northeast Spain: facies, systems tracts, sequences and controls», in *Carbonate platforms* (M. E. Tucker *et al.*, Eds.): Spec. Publ. Int. Ass. Sediment., 9: 79-108.

- GARCÍA GIL, S. (1990): *Estudio sedimentológico y Paleogeográfico del Triásico en el tercio Noroccidental de la Cordillera Ibérica (provincias de Guadalajara y Soria)*: Tesis Doctoral. Editorial de la Universidad Complutense de Madrid, núm. 176/90, 524 pp.
- GARCÍA GIL, S. (1991a): «Las unidades litoestratigráficas del Muschelkalk en el NO de la Cordillera Ibérica (España)», *Bol. R. Soc. Hist. Nat.* 86 (1-4) 21-51.
- GARCÍA GIL, S. (1991b): «The sedimentological significance of a clastic wedge in the western basin margin of the Triassic Tethys (Iberian Range, Spain)», *Cuad. Geol. Ibérica*, 15: 209-239.
- GARCÍA ROYO, J. & ARCHE, A. (1987): «El Triásico de la región de Nuevalos-Cubel (Zaragoza): Sedimentación en un sector del borde de cuenca del surco de Molina-Valencia», *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 575-605.
- GARRIDO, A. & VILLENNA, J. (1977): «El Triás germánico en España: Paleogeografía y estudio secuencial», *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 37-56.
- HAO, B. H.; HARDENBOL, J. & VAN, P. R. (1987): «Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic», *Science*, 235: 1156-1167.
- HINKELBEIN, K. (1965): «Der Muschelkalk der zentralen Hesperischen Ketten (Provinz Teruel, Spanien)», *Ober. Geol. Abh.*, 14: 55-95.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J. & ARCHE, A. (1992a): «Las unidades litoestratigráficas del Pérmico y Triásico Inferior y Medio en el sector SE de la Cordillera Ibérica», *Estudios Geol.*, 48: 123-143.
- (1992b): «Palaeogeographical significance of the Röt (Anisian, Triassic) facies (Marines Clays, muds and marls Fm.) in the Iberian Ranges, eastern Spain», *Palaeo., Palaeo., Palaeo.*, 91: 347-361.
- (1993): «Sequene Stratigraphic analysis and palaeogeographic interpretation of the Buntsandstein and Muschelkalk facies (Permo-Triassic) in the SE Iberian Range, E Spain», *Palaeo., Palaeo., Palaeo.*, 103: 179-201.
- MARÍN, P. (1974): *Stratigraphie et evolutin paleogeographique post-hercinienne de la Chaîne Celtiberique orientale aux confins de l'Aragon et du Haut-Maestrazgo (prov. de Teruel et Castellon de la Plana, Espagne)*», Tesis Doctoral, Universite Claude Bernard-Lyon 1, 231 pp.
- MÓJICA, J. (1977): «Presencia de ooides en el Muschelkalk inferior y su importancia estratigráfica. Graven de Morés, Cordillera Ibérica, provincia de Zaragoza», *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 423-436.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. (1985): *Estratigrafía y sedimentología del Pérmico y Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín (Provincias de Guadalajara y Teruel)*, Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- (1987): «Sedimentología de las unidades carbonatadas del Triásico en el sector de Molina de Aragón-Albarracín», *Cuad. Geol. Ibérica*, 11: 623-646.
- (1991): «Características de los sedimentos carbonáticos de la segunda transgresión del Triásico medio (Ladiniense) en la zona central de la Cordillera Ibérica», *Rev. Soc. Geol. España*. 4 (1-2): 143-164.
- PÉREZ-ARLUCEA, M. & SOPENA, A. (1985): «Estratigrafía del Pérmico y Triásico en el sector central de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica», *Est. Geol.*, 41: 207-222.
- RAMOS, A. (1979): *Estratigrafía y paleogeografía del Pérmico y Triásico al Oeste de Molina de Aragón, provincia de Guadalajara*, Sem. de Estratigrafía, Serie Monografías, 6, 313 pp.

- SOPENA, A. (1979): *Estratigrafía del Pérmico y Triásico del noreste de la provincia de Guadalajara*. Sem. de Estratigrafía, ser. monografías, 5, 329 pp.
- SOPENA, A.; LÓPEZ, J.; ARCHE, A.; PÉREZ-ARLUCEA, M.; RAMOS, A.; VIRGILI, C. & HERRANDO, S. (1988): «Permian and Triassic rift basins of the Iberian Peninsula», in *Triassic-Jurassic rifting* (W. Manspeized, ed.) 757-785. Elsevier.
- TUCKER, M. E.; CALVET, F. & HUNT, D. (1993): «Sequence stratigraphy of carbonate ramps: systems tracts, models and application to the Muschelkalk carbonate platforms of eastern Spain», in *Sequence Stratigraphy and facies Associations* (H. W. Possamentier *et al.*, Eds.): Spec. Publs Int. Ass. Sediment., 18: 397-415.
- VILLENA, J. (1971): *Estudio geológico de un sector de la Cordillera Ibérica comprendido entre Molina de Aragón y Monreal del Campo*. Tesis Doctoral. Universidad de Granada. 290 pp.
- VIRGILI, C. (1955): «El tramo rojo intermedio del Muschelkalk de los Catalánides», *Mem. Com. Inst. Geol. Dip. Prov. Barcelona*, 13: 37-77.
- VIRGILI, C. (1958): «El Triásico de los Catalánides», *Bol. Inst. Geol. Min. de Esp.*, LXIX, 856 pp.
- VIRGILI, C.; SOPENA, A.; RAMOS, A.; ARCHE, A. & HERRANDO, S. (1977): «Problemas de la cronoestratigrafía del Trias de España», *Cuad. Geol. Ibérica*, 4: 57-90.