ESTRATIGRAFÍA Y ESTRUCTURA DEL TERCIARIO EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO ENTRE SOLSONA Y MANRESA (NE DE ESPAÑA)

G. Del Santo[1], J. García-Sansegundo[1], L. Sarasa[2] y J. Torrebadella[3]

[1] *Departamento de Geología, Universidad de Oviedo. C/ Arias de Velasco, s/n. 33005 Oviedo. (E-mail: j.g.sansegundo@asturias.geol.uniovi.es)*
[2] *Avda. Almozara, 50-52, 50003- Zaragoza*
[3] *C/ Benavente, 9. 08029 Barcelona*

Resumen: En el sector oriental de la Cuenca del Ebro, en la parte central de Cataluña, la cartografía detallada de niveles de calizas y yesos de escasos metros de espesor, considerados como esencialmente isócronos, ha hecho posible la correlación entre diversos sectores de la sucesión estratigráfica continental terciaria suprasalina. Se han distinguido seis unidades *cronoestratigráficas* que comprenden materiales de variada litología, procedentes de la denudación de los Pirineos y las Cadenas Costeras Catalanas, entre el Priaboniense superior y el Estampiense medio. Estas unidades se han podido correlacionar con la Formación Barbastro, que se encuentra bien caracterizada en sectores más occidentales. También ha podido ser correlacionada la unidad más alta definida en este trabajo con la Formación Peralta, estudiada al NE de Monzón, en la provincia de Huesca. Como consecuencia de este estudio, se ha elaborado un esquema de la evolución de la Cuenca del Ebro en este sector, que muestra la migración de las evaporitas hacia el este, a la vez que prácticamente se unen en esta zona los sistemas aluviales pirenaico y costero-catalanes. En la zona de estudio se han observado tres bandas de deformación, ligadas a los Pirineos, de dirección ENE-WSW: Anticlinal de Cardona, Estructura de Castelltallat-Súria y Cabalgamiento de Sallent, que utilizan como nivel de despegue los materiales salinos infrayacentes. La cartografía de los niveles guía ha puesto de manifiesto la geometría de estas estructuras, correspondientes a pliegues y cabalgamientos de diferentes direcciones, que confluyen por el oeste del área de estudio en el Anticlinal de Sanaüja. En la transversal de Súria y Cardona, el acortamiento producido por estas estructuras es de aproximadamente 1,8 km, mientras que hacia el este y oeste no llega a 1 km.

Palabras clave: Cuenca del Ebro, Pirineos, Terciario continental, cronoestratigrafia, cabalgamiento

Abstract: Detailed geological mapping of thin essentialy isochronous levels of limestone and gypsum has allows the establishment of the Supra-Salt Tertiary Continental stratigraphy in the eastern Ebro Basin (Central Catalonia). Six rock-time units have been distinguished, including materials derived from the denudation, mainly between Upper Priabonian and Middle Stampian, of both Pyrenees and Catalan Coastal Ranges. The stratigraphic units have been correlated with the Barbastro and Peralta Formations, located in the western part of the study area. As a result, a sketch that illustrates the evolution of the basin in this sector has been constructed. This sketch shows a migration of evaporites towards the east, where the Catalan Ranges and Pyreneen alluvial Systems almost merge. In the study area, three ENE-WSW trending structures have been observed: the Cardona Anticline, the Castelltallat-Súria Structure and the Sallent Thrust. The thrusts detach along the underlying salt level. The marker horizons mapped have revealed the geometry of the structures observed in the region, which correspond to folds and thrusts that follow different directions and join in the Sanaüja Anticline. The shortening associated with these of this structures (cross-section of Súria-Cardona) is 1.8 km.

Key words: Ebro Basin, Pyrenees, Continental Tertiary, chronostratigraphy, thrust

Del Santo, G., García-Sansegundo, J., Sarasa, L. y Torrebadella, J. (2000): Estratigrafía y estructura del Terciario en el sector oriental de la Cuenca del Ebro entre Solsona y Manresa (NE de España). *Rev. Soc. Geol. España,* 13 (2): 265-278

Los autores dedican este trabajo a la memoria de Ariane Muñoz Aubry

La Cuenca del Ebro, en un sentido amplio, es la cuenca de antepaís meridional de los Pirineos. Esta cuenca queda enmarcada en el contexto de la colisión entre Iberia y Europa, cuya estructura, en su sector oriental, ha sido puesta de manifiesto por varios autores a partir de datos geológicos y geofísicos (Parish, 1984; Williams y Fisher, 1984; Deramond *et al.*, 1985; Muñoz, 1985, 1992; ECORS Pyrenees team, 1988; Vergés *et al.*, 1992).

El presente trabajo se encuadra en la parte central del sector más oriental de la Cuenca del Ebro, con-

siderando esta denominación en sentido estricto para aquella parte de la cuenca de carácter continental, cuyo relleno se produjo a partir del Eoceno superior. El sector de la cuenca estudiado está situado al sur de la cordillera pirenaica, y al NW y norte de las Cadenas Costeras Catalanas y Cordillera Ibérica (Fig. 1 a, b). En el relleno de la cuenca, en esta zona, influye la actividad tectónica de los Pirineos y de las Cadenas Costeras Catalanas.

Al sur de la Zona Axial de los Pirineos, donde las estructuras alpinas conforman un apilamiento antiformal, tiene lugar el desarrollo de una serie de cabalgamientos despegados al nivel del Triásico, con dirección de transporte hacia el sur hasta la Cuenca del Ebro (Fig. 1c). El acortamiento total que se ha estimado para la cordillera pirenaica, en la transversal del perfil ECORS, está entre 100 y 150 km (Roure *et al.*, 1989; Muñoz, 1992). Como consecuencia del apilamiento de las láminas cabalgantes alpinas se produce una flexión litosférica al sur del orógeno que se traduce en un importante hundimiento que da lugar a la cuenca de antepaís meridional o Cuenca del Ebro en sentido amplio.

Dentro de este ámbito, la Cuenca del Ebro *s.s.* presenta un relleno de materiales que, en su parte superior, consisten en lutitas, areniscas, conglomerados, margas, yesos y calizas, que se sitúan sobre un nivel de sales eocenas que representan el momento en el que la Cuenca del Ebro pasó de condiciones marinas a continentales. En la zona estudiada, los materiales aflorantes corresponden a la sucesión continental suprasalina, procedente de la denudación de los Pirineos y de las Cadenas Costeras Catalanas principalmente. Estos materiales, durante el Oligoceno, se ven involucrados en la deformación asociada a la cordillera pirenaica.

Los materiales suprasalinos que rellenan la Cuenca del Ebro en este sector han sido estudiados desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico por Riba (1967, 1975 a y b); Sáez (1987) y Anadón *et al.* (1989). Por otro lado, los principales rasgos estructurales de la región ha sido puestos de manifiesto por Riba *et al.* (1975 a y b, 1982) y Peón *et al.* (1975), que fueron los autores de las hojas del mapa geológico de España a escala 1: 50.000 de este sector. En épocas más recientes se han realizado algunos trabajos locales sobre la estructura de esta zona, así como sobre sus relaciones con el marco regional de los Pirineos en el que se encuentra inmersa (Muñoz, 1985; Muñoz *et al.*, 1986; Sans *et al.*, 1996 a y b; Sans y Vergés, 1996).

El presente trabajo se ha realizado a partir de una cartografía geológica detallada de la zona. En la Cuenca del Ebro son frecuentes los cambios de facies de los materiales siliciclásticos, tanto horizontales como verticales, y en consecuencia, hasta la actualidad, se han tenido graves dificultades para correlacionar las series estratigráficas de unas zonas con otras. La cartografía geológica en la que se apoya este trabajo se ha basado principalmente en el minucioso seguimiento de capas de yesos y calizas, de tan solo algunos metros de espesor con el objeto de realizar un correlación estratigráfica en el ámbito de la zona de estudio y deducir la importancia de las estructuras que era poco conocida (Fig. 2). Dada la gran extensión geográfica, escaso espesor, características litologías y origen de los niveles cartografiados pueden considerarse esencialmente isócronos a la escala que se ha realizado el presente trabajo y, por lo tanto, denominarse cronohorizontes (Salvador, 1994). Los materiales que quedan comprendidos entre dos cronohorizontes se depositan esencialmente durante el mismo periodo de tiempo, por lo que pueden considerarse unidades *cronoestratigráficas* en sentido amplio. Teniendo en cuenta estos últimos aspectos, en la serie continental de la Cuenca del Ebro de este sector se han distinguido seis unidades estratigráficas, las cuales han sido utilizadas para correlacionar cronoestratigráficamente las rocas a escala regional (Figs. 3 y 4). Con este trabajo, en ningún momento se ha pretendido asignar un rango formal a las unidades *cronoestratigráficas* distinguidas, sino realizar una correlación local de los estratos que contribuya al mejor conocimiento de la Cuenca del Ebro. El trabajo de campo realizado ha permitido elaborar una serie de cortes geológicos que ilustran la geometría de las estructuras observables en la región. Asimismo, la relación existente entre las diferentes unidades *cronoestratigráficas* y las estructuras ha permitido llevar a cabo una aproximación de la edad relativa de estas últimas. Finalmente, se ha elaborado una reconstrucción paleogeográfica para las series continentales suprasalinas de la Cuenca del Ebro en esta zona.

Estratigrafía

Los materiales más antiguos que afloran en el área estudiada corresponden a las evaporitas del Priaboniense superior de la Fm. Cardona, las cuales pueden ser observadas en el núcleo del diapiro de Cardona. Por encima de las evaporitas afloran más de 1.700 m de lutitas y areniscas entre las que se intercalan niveles de calizas y margas de escaso espesor, cuya edad oscila desde el techo del Eoceno hasta el Estampiense medio. En el sector occidental de la zona estudiada, buena parte de estas series, esencialmente siliciclásticas, pasan lateralmente a yesos y limolitas de la Fm. Yesos de Barbastro (Quirantes, 1969, 1978), que hacia el este desaparecen lateralmente, quedando representada esta unidad por un delgado nivel de yesos situado a unos 200 m por encima del techo de la Fm. Cardona. La sedimentación de esta parte de la sucesión terciaria, en condiciones continentales y endorreicas, estaba afectada por las estructuras procedentes de los Pirineos (Muñoz *et al.*, 1986; Puigdefábregas *et al.*, 1986), a la vez que está concluyendo la actividad tectónica en las Cordilleras Costeras Catalanas, en los márgenes meridionales de la cuenca. Las sucesiones siliciclásticas se depositaron en grandes sistemas aluviales procedentes de los márgenes de la cuenca con actividad tectónica, mientras que las demás sucesiones carbonatadas y evaporíticas lo hicieron en sistemas lacustres de extensión y características variables (Sáez, 1987).

La sucesión terciaria continental estudiada yace sobre la Fm. Cardona, la cual se sitúa sobre las margas de la Fm. Igualada, de edad Bartoniense-Priaboniense (Fe-

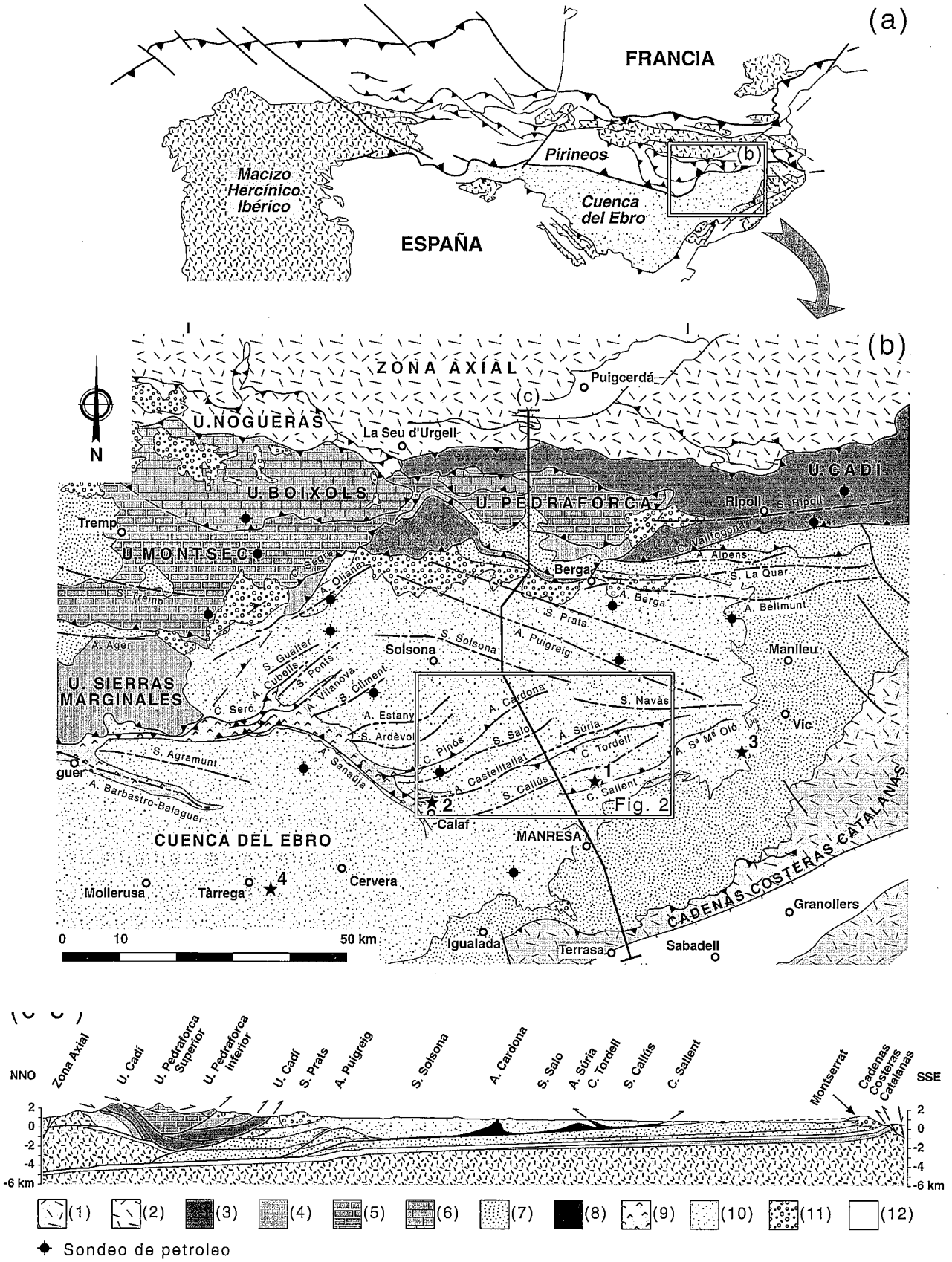

Figura. 1.- **(a)** Situación del área estudiada. **(b)** Mapa geológico del sector oriental de la Cuenca del Ebro (modificado de Verges *et al.*, 1992), situado en la figura 1a. **(c-c')** Corte geológico del sector oriental de los Pirineos y Cuenca del Ebro (modificado de Vergés *et al.*, 1992), situado en figura 1b. Leyenda del mapa (b) y del corte c-c': **1**: Paleozoico de las Cadenas Costeras Catalanas (en el corte agrupa todo el Paleozoico), **2**: Paleozoico de los Pirineos, **3**: Mesozoico-terciario de la Unidad del Cadí, **4**: Mesozoico-terciario de la Unidad de las Sierras Marginales, **5**: Mesozoico-terciario de la Unidad de Montsec, **6**: Mesozoico-terciario de la Unidad de Bóixols, **7**: Eoceno continental, **8**: Fm. Cardona (sólo en el corte), **9**: Fm. Yesos de Barbastro, **10**: Eoceno terminal- Oligoceno (microconglomerados, areniscas, lutitas, margas y calizas), **11**: Conglomerados (oligocenos en el margen pirenaico), **12**: Mioceno. (H) Localidades fosilíferas (mamíferos): 1, Santpedor; 2, Calaf; 3, Sant Cugat de Gavadons; 4, Tàrrega (El Talladell).

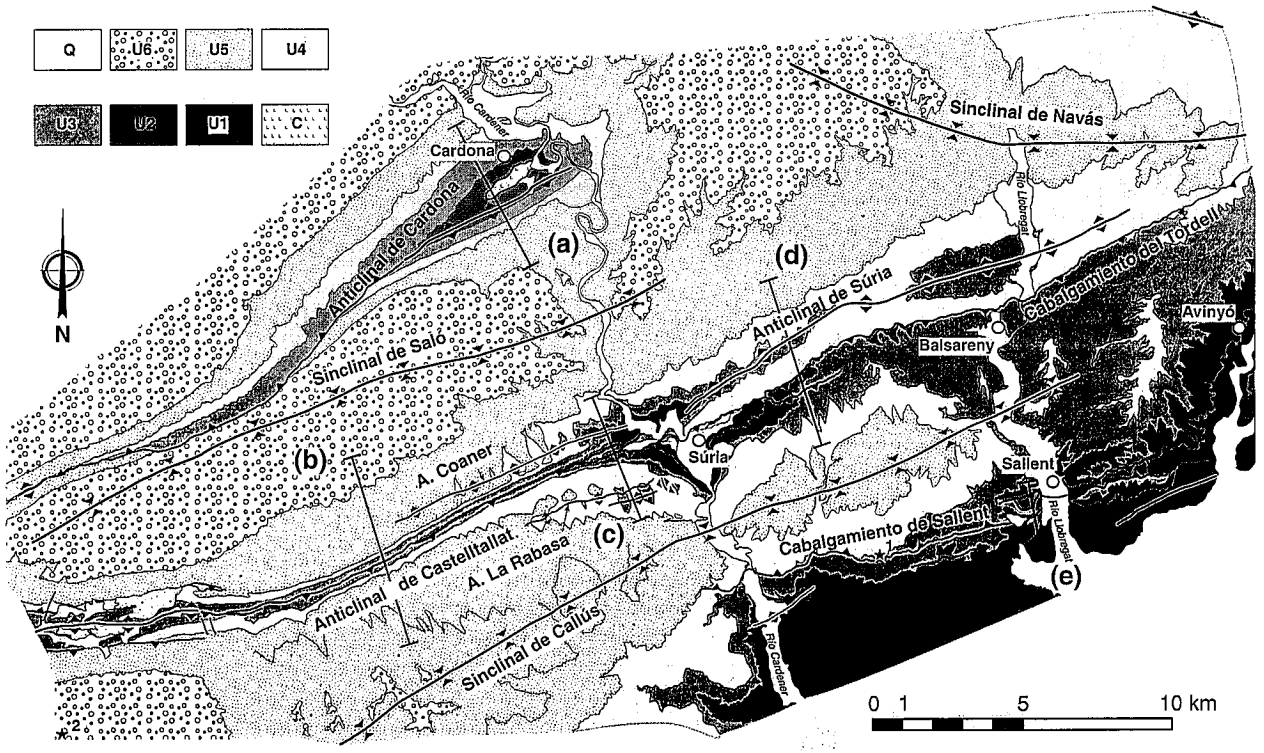

Figura. 2.- Mapa geológico de la zona estudiada (situación en figura 1b). En la leyenda se representan las unidades estratigráficas definidas en el presente trabajo, la litología por orden de importancia dentro de cada unidad es la siguiente: **C**: Fm. Cardona (sales y yesos), **U1**: Yesos, margas, calizas, lutitas y areniscas; **U2**: Margas, lutitas, calizas, areniscas y yesos predominantes hacia el SW; **U3**: Lutitas, calizas, margas, yesos y areniscas predominantes hacia el norte; **U4**: Areniscas, calizas, lutitas y yesos predominantes hacia el SW; **U5**: Areniscas, lutitas, calizas, margas y yesos predominantes hacia el SW; **U6**: Areniscas, conglomerados, lutitas, calizas y margas; **Q**: Cuaternario. (H) Localidades fosilíferas (mamíferos): 1, Santpedor; 2, Calaf.

rrer, 1971; Riba *et al.*, 1975a). La descripción de los materiales terciarios de la zona estudiada es la siguiente:

Formación Cardona

La estratigrafía de esta unidad es bien conocida a partir de datos de mina. Esta formación tiene un espesor de unos 300-350 m (Pueyo, 1975), si bien por causas tectónicas puede sobrepasar los 1.000 m. Esta formación está constituida por pequeños ciclos de precipitación química (sales cloruradas y sulfatadas), limitados por finas intercalaciones lutíticas, aunque globalmente se distinguen cuatro niveles característicos que conforman un único ciclo evaporítico. De muro a techo, estos niveles son los siguientes (Pueyo, 1975):

Anhidrita basal, de hasta 10 m de espesor. Ocasionalmente, este nivel está constituido por calizas.

Nivel halítico inferior, de unos 200 m de espesor. Formado por sales cloruradas, esencialmente sódicas.

Nivel potásico, de unos 100 m de espesor, constituido por capas métricas de silvinita intercaladas por otras sales halíticas y carnalíticas.

Nivel arcilloso-evaporítico superior (Busquets et al., 1985), de hasta 40 m de potencia, en el que se encuentran margas salobres, cristales de yeso y limolitas, equivalentes en la parte central de la cuenca a capas de anhidrita y halita con arcillas. Este nivel representa el final del episodio evaporítico.

La continuidad lateral de esta unidad es limitada y, en el extremo oriental de la zona estudiada, se encuentran preservadas la facies marginales de borde de cuenca, constituidas por un cinturón externo arrecifal, Fm. Calizas de Tossa (Ferrer, 1971), y un cinturón interno sulfatado (Fm. Yesos de Ódena).

Sucesión terciaria continental

La sucesión estratigráfica que se encuentra sobre la Fm. Cardona aparece bien representada en toda la extensión del área estudiada. Como ya ha sido indicado, corresponde principalmente a lutitas y areniscas correspondientes a sistemas aluviales procedentes del frente pirenaico y del margen NW de las Cadenas Costeras Catalanas. Entre las lutitas y areniscas se intercalan calizas lacustres, yesos, margas y conglomerados. Para mostrar sus características se han realizado cinco columnas estratigráficas representativas, que ponen de relieve tanto los principales rasgos litológicos, como los cambios de facies existentes (Fig. 3).

La columna estratigráfica representativa del sector septentrional del área estudiada fue levantada en la zona de Cardona (Fig. 3A). Esta columna es la de mayor espesor de todas las estudiadas, llegando a totalizarse más de 1.700 m de sucesión. La característica litológica más relevante es la casi total ausencia de niveles de caliza y la gran abundancia de términos areniscosos. En la parte inferior de esta sucesión afloran esencialmente yesos y margas entre las que se intercalan a techo algunas capas de caliza (200-250 m). Por encima de estos tramos la serie es esencialmente are-

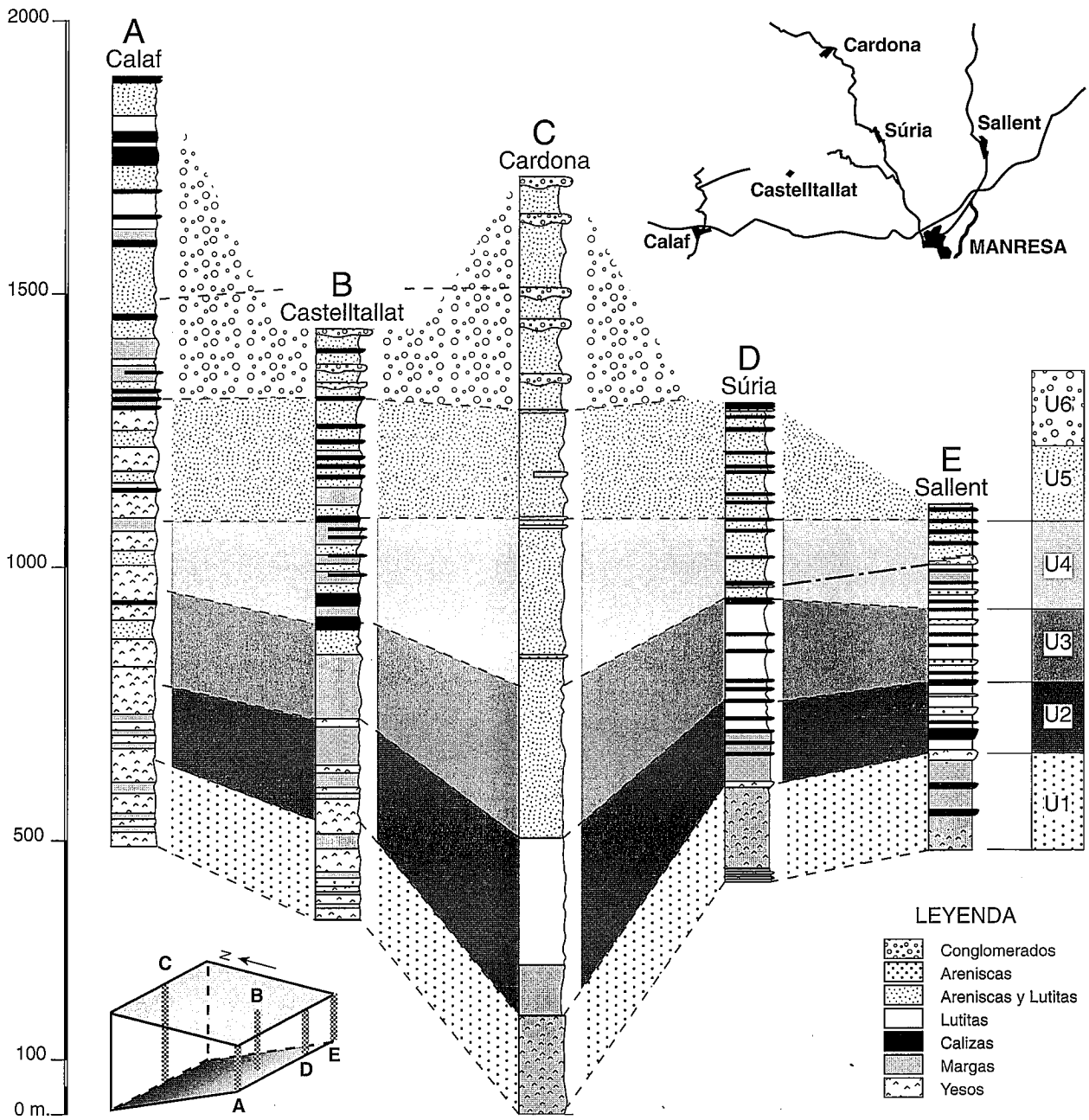

Figura. 3.- Columnas estratigráficas representativas del área de estudio. Entre las columnas D y E, en la unidad 4, la línea discontinua indica la correlación de un nivel de conglomerados de origen meridional.

niscosa y de granulometría más gruesa hacia el techo. En los tramos más altos de la sucesión, se intercalan delgadas capas de conglomerados entre las areniscas.

En el sector más occidental de la zona estudiada, se ha levantado la columna de Calaf (Fig. 3B). El espesor total medido de esta serie es de unos 1.400 m. La característica más destacable de esta sucesión es la gran abundancia de yesos en su mitad inferior, que se intercalan entre margas, lutitas y algunas capas de calizas, encontrándose asimismo delgados niveles halíticos. En la mitad superior predominan areniscas de grano grueso intercaladas entre lutitas rojas, si bien es destacable la presencia de capas de calizas y de lignito de menos de 1 m de espesor, en la parte alta de la columna.

En la parte central del sector meridional de la zona estudiada, la columna representativa es la realizada en la zona de Castelltallat (Fig. 3C). El espesor total medido es de unos 1.100 m, siendo la característica más destacada la gran abundancia de calizas, encontrándose en este sector el mayor número y espesor de capas de caliza de toda la zona estudiada. El tercio inferior de esta columna aparece caracterizado por yesos y margas. Los dos tercios superiores presentan el desarrollo de capas de caliza de escala métrica, separadas por tramos de alternancias decimétricas de margas, calizas y areniscas. En la parte alta de la columna destaca la existencia de areniscas, lutitas y capas de conglomerados.

También en la parte meridional de la zona estudiada, pero unos 10 km más al este, se ha levantado la columna estratigráfica de Súria (Fig. 3D). El espesor medido es de unos 800 m, siendo destacable la escasa, pero constante, presencia de niveles de caliza, así como la

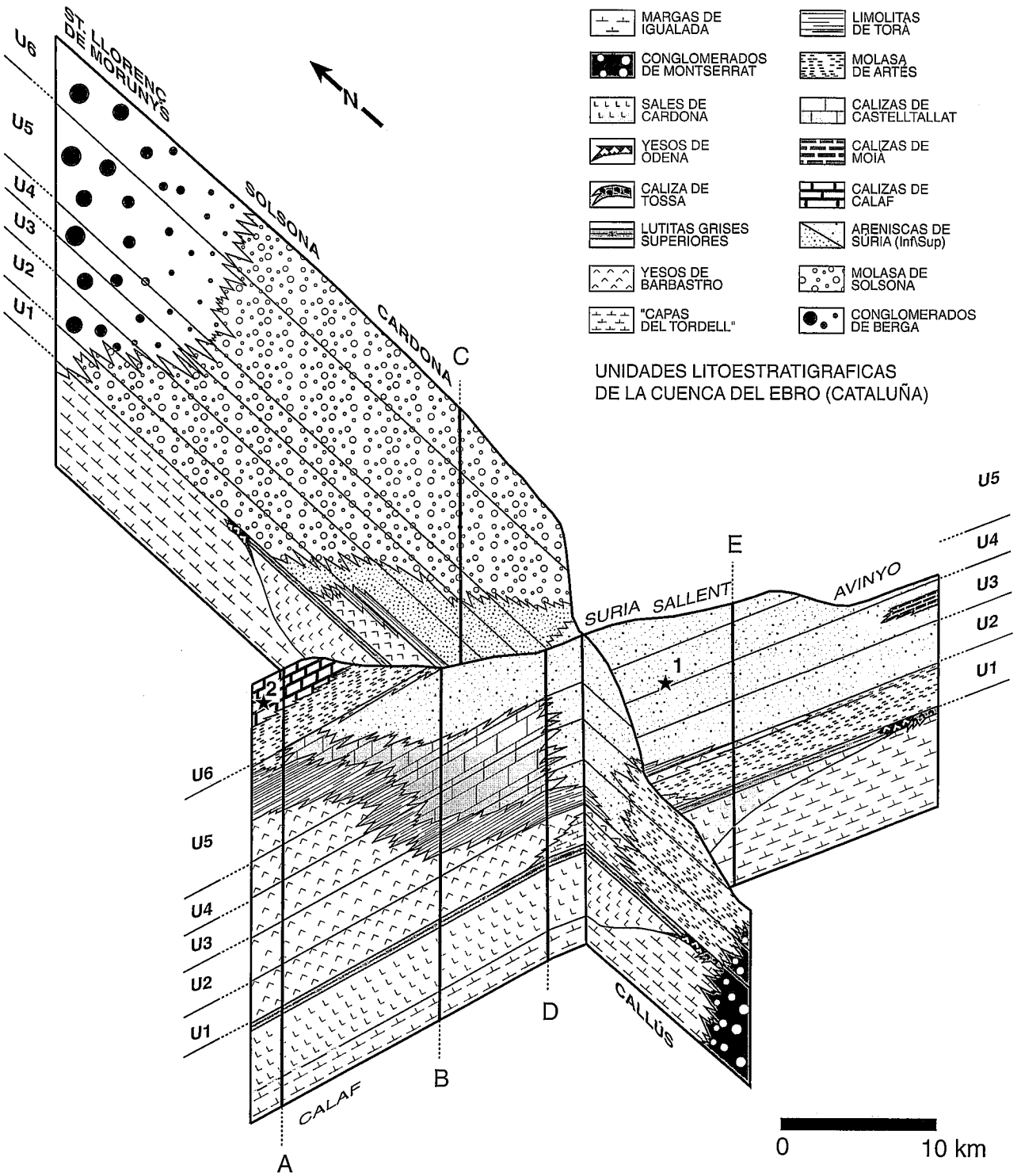

Figura. 4.- Esquema tridimensional de correlación de las diferentes unidades litoestratigráficas del sector estudiado de la Cuenca del Ebro (modificado de Sáez, 1987) con la posición de los límites de las seis unidades *cronoestratigráficas* distinguidas en el presente trabajo. Las "Capas del Tordell" es un término informal utilizado en este trabajo para designar las margas rojas y grises con niveles de calizas grises, areniscas y yesos infrayacentes a los Yesos de Barbastro en el área de Súria. La posición de las columnas estratigráficas de la figura 3 está representada por las líneas A, B, C, D y E. (H) Localidades fosilíferas (mamíferos): 1, Santpedor; 2, Calaf.

existencia de algunos niveles de yesos. Los tramos inferiores de esta columna estratigráfica se componen de yesos, lutitas margas y algunas calizas intercaladas. Los tramos yesíferos más altos, situados a unos 150 m por encima de la Fm. Cardona, conforman un nivel de gran continuidad lateral que ha sido denominado informalmente "Yesos de la estación de Súria". Los tramos superiores de la columna se componen de lutitas y areniscas entre las que suelen encontrarse capas de calizas de escala métrica. Entre estas lutitas de la parte superior, a unos 325 m del techo de la Fm Cardona, es de destacar la presencia de un nivel de microconglomerados, de 1 a 4 m de espesor, que constituye una pudinga poligénica, de hasta 15 m de potencia hacia el sur de la zona estu-

diada. Hacia el norte y el oeste de la zona estudiada, este nivel microconglomerático pasa lateralmente a areniscas, lo que indica que su área fuente se situaba al sur (Montserrat-Sant Llorenç del Munt).

Al SE de la zona objeto de este estudio, se ha levantado la columna de Sallent (Fig. 3E). El espesor total de la serie es de unos 650 m, y está caracterizada por la abundancia de lutitas rojas, con yesos fibrosos en los tramos basales, algunas intercalaciones de areniscas de escala métrica y delgadas capas de calizas de gran continuidad lateral. Al igual que en la columna de Súria, es importante destacar la presencia de un nivel de yesos, cuyo espesor alcanza los 50 m, y que se sitúa unos 200 m sobre el techo de la Fm. Cardona. Este nivel de yesos es conocido informalmente en este sector con el nombre de "Yesos de Sallent". Unos 200 m por encima del nivel de yesos, existe un tramo de unos 20 m de espesor con abundantes niveles de caliza. Asimismo, es destacable la presencia del nivel de conglomerados de origen meridional, presente en la columna de Súria, que aquí se sitúa unos 500 por encima del techo de la Fm. Cardona, y es más areniscoso que en la columna anterior.

A la vista de estas cinco columnas estratigráficas, se puede afirmar que la variación del espesor de la sucesión estratigráfica entre los cronohorizontes considerados es pequeña. Sin embargo, se observa un sensible adelgazamiento de la sucesión hacia el sur, que llega a ser de casi el 50% del total, para el conjunto de los materiales incluidos en las unidades U1 a U4. En la dirección E-W la variación del espesor dentro de cada unidad es poco importante.

Edad de la sucesión terciaria continental de la zona estudiada

La edad del Terciario continental en la zona estudiada es conocida a partir de los yacimientos de veretebrados de Santpedor y Calaf (Masachs *et al.*, 1954; Crusafont y Golpe, 1968; Bofill, 1897; Déperet, 1897; Golpe, 1971; Crusafont *et al.*, 1971), si bien esta edad puede precisarse aún más considerando los datos de los yacimientos de San Cugat de Gavadons, Tàrrega y Peraltilla (Crusafont y Golpe, 1968; Truyols y Crusafont, 1961; Álvarez Sierra *et al.*, 1987), situados en las proximidades de la zona de estudio. Por otra parte, la Fm. Cardona ha sido atribuida al Priaboniense medio-superior por Riba *et al.* (1975a), que es considerada el techo del Eoceno marino. El tránsito de la sedimentación marina a continental está representado por una unidad denominada "Lutitas grises superiores", constituida por lutitas, yeso y halita, y que es considerada isócrona para el ámbito de la Cuenca del Ebro (Sáez, 1987).

El yacimiento clásico de Santpedor (Costa de la Vila) descubierto por Masachs *et al.* (1954) fue originalmente asignado al Ludiense, con base en una fauna de macromamíferos. Posteriormente, Crusafont y Golpe (1968) precisaron la edad como Ludiense superior (zona de Montmartre). Sin embargo, recientemente, Anadón *et al.* (1987) y Arbiol y Sáez (1988) señalaron que la fauna de este yacimiento no permitía una datación precisa. Así, Arbiol y Sáez (1988) tras revisar la fauna de Santpedor-Costa de la Vila, consideraron que no permitía determinaciones más allá del nivel genérico. Este yacimiento se encuentra localizado muy próximo a la base de la unidad 4 definida en este trabajo, es decir, unos 500 m por encima del techo de la Fm. Cardona (Figs. 2 y 4). Arbiol y Sáez (1988) hallaron una nueva localidad fosílifera, situada 350 m al este del yacimiento de Santpedor-Costa de la Vila, donde la asociación de micromamíferos permitió correlacionarlo con el nivel de Hoogbutsel, situado en la biozona *Th.* aff. *aquatilis* de Agustí *et al.* (1987), con una edad Estampiense inferior bajo (Feist *et al.*, 1991). La cartografía detallada realizada en el presente trabajo permite situar los dos yacimientos de Santpedor en el mismo nivel estratigráfico, con un error inferior a 20 m.

El yacimiento de Calaf, descubierto a finales del siglo pasado, fue estudiado por diversos autores (Bofill, 1897; Déperet, 1897; Golpe, 1971; Crusafont *et al.*, 1971), quienes le asignaron una edad Oligoceno inferior (niveles de Ronzón y Villebramar). Nuevos estudios (Anadón *et al.*, 1987) proporcionaron restos de vertebrados en cinco localidades situadas en la formación lignitífera de Calaf, a lo largo de una sucesión de 200 m de espesor. Los restos fósiles encontrados permitieron atribuir la Fm. Calaf al intervalo entre los niveles Hoogbutsel y Villebramar, si bien los micromamíferos presentes indujeron a estos autores a aproximarla al nivel de Villebramar. Posteriormente, Anadón *et al.* (1989) atribuyen los yacimientos de mamíferos fósiles de Calaf a la biozona de *Th. calafensis* de Agustí *et al.* (1987), atribuida al Estampiense inferior alto (Feist *et al.*, 1991). Dentro de las unidades definidas en el presente trabajo, los yacimientos de Calaf se localizan en los últimos 200 m de la columna estratigráfica del mismo nombre (Fig. 3), es decir, en la parte alta de la unidad 6 (Figs. 2 y 4).

Fuera de la zona de estudio, el yacimiento de San Cugat de Gavadons, situado unos 17 km al este de Avinyó, fue asignado al Lattorfiense superior (parte más alta de la zona de Montmartre) por Crusafont y Golpe (1968). Los restos fósiles de mamíferos, que se encuentran en margas y margocalizas grises situadas unos 200 m por encima del techo del Eoceno marino, han sido asignados por diversos autores a la biozona *Th. golpeae* de Agustí *et al.* (1987) (Anadón *et al.*, 1987, p. 122), atribuida al Priaboniense superior. Atendiendo a las facies y al espesor de la serie, este yacimiento es correlacionable con la base de la unidad 2 del presente trabajo. Teniendo en cuenta los datos de Arbiol y Sáez (1988), el límite Eoceno-Oligoceno se encontraría entre los yacimientos de San Cugat de Gavadons y Santpedor, en una posición estratigráfica más baja de la que se venía considerando clásicamente. Este límite podría situarse aproximadamente entre las unidades 2 y 3 definidas en este trabajo.

Al oeste de la zona estudiada, en las Calizas de Tàrrega, situadas por encima de las de Calaf, se encuentran diversas localidades estudiadas por varios autores (Truyols y Crusafont, 1961; Anadón *et al.*, 1987) quie-

nes correlacionaron la fauna de vertebrados presente con el nivel de Montalbán (subdivisión "R" de Álvarez Sierra *et al.*, 1987). El yacimiento de Peraltilla se localiza en las calizas lacustres situadas entre las Fms. Barbastro y Peraltilla, en las que Álvarez Sierra *et al.* (1987) reconocieron fauna de vertebrados de su unidad "R", pertenecientes a la biozona *Th. major* de Agustí *et al.* (1987), atribuida a la parte baja del Estampiense medio (Feist *et al.*, 1991). Ambos yacimientos, de Tàrrega y Peraltilla, se sitúan por encima de los materiales más modernos de la unidad 6 definida en este trabajo, limitando la edad de la sucesión en la zona estudiada entre el Priaboniense superior y la parte más alta del Estampiense inferior.

Distribución de facies y correlación de unidades

Apoyándose en el estudio estratigráfico y en la cartografía de los niveles guía (cronohorizontes), se han distinguido seis unidades *cronoestratigráficas*. Si bien estas unidades no presentan una homogeneidad litológica, han servido para la elaboración del mapa geológico, del cual se presenta una síntesis en la figura 2. Las unidades han permitido establecer la correlación entre las sucesiones de áreas separadas varios kilómetros, lo que ha sido un gran apoyo para interpretar la estructura de la región. Los límites de las unidades son fundamentalmente capas de calizas lacustres de muy poco espesor, que se han seguido a lo largo de casi toda la zona estudiada y que representan una sedimentación limitada a un periodo de tiempo muy corto. En las áreas donde las capas de caliza no están presentes, como ocurre en el sector septentrional, el seguimiento de los cronohorizontes se ve notablemente dificultado, si bien, a partir de una cartografía detallada de las capas, es posible prolongar estos límites con bastante fiabilidad.

El estudio estratigráfico, apoyado en la cartografía geológica, ha permitido realizar una reconstrucción, en tres dimensiones, de la distribución de facies en el ámbito del sector oriental de la Cuenca del Ebro entre Solsona y Manresa (Fig. 4). Las unidades litoestratigráficas que habían sido definidas por diversos autores (Riba, 1967 y Riba *et al.*, 1975c, 1987; Ferrer, 1971; Busquets *et al.*, 1985, Sáez, 1987) aparecen representadas en la leyenda de la figura 4, donde además se muestra su distribución y correlación con las unidades *cronoestratigráficas* aquí distinguidas.

Por otra parte, se ha podido elaborar una serie de mapas de distribución de facies a lo largo del tiempo (Fig. 5). Los instantes que representan los esquemas de la figura 5 coinciden con los límites de las seis unidades *cronoestratigráficas* diferenciadas. A la vista de estos esquemas, la evolución sedimentaria de la cuenca es, a grandes rasgos, la siguiente:

- entre las unidades 1 y 2 (Fig. 5a) se deduce que la cuenca estaba dominada por facies evaporíticas, pertenecientes a la Fm. Yesos de Barbastro, quedando las facies aluviales, procedentes de los Pirineos y de las Cadenas Costeras Catalanas, limitadas a los bordes norte y sur de la cuenca respectivamente. La edad de este límite es Priaboniense superior.
- entre las unidades 2 y 3 (Fig. 5b), las facies aluviales (Fm. Areniscas de Súria) comienzan a ocupar la cuenca, dejando una estrecha franja en el centro, donde se localizan facies lacustres. En el extremo SO de la cuenca quedan relegadas las facies evaporíticas de la Fm. Yesos de Barbastro, cuyo paso a las unidades restantes se realiza mediante la Fm. Limolitas de Torà. La edad de este instante podría corresponder al límite Eoceno-Oligoceno.
- durante el intervalo de tiempo comprendido por las unidades 3 y 4 (Fig. 5c y d), de forma parecida a la anterior, se observa un importante desarrollo de facies lacustres carbonatadas (Calizas de Castelltallat) en el centro de la cuenca. La edad de estas unidades es Estampiense inferior bajo.
- en el periodo de tiempo representado por la unidad 5 (Fig. 5e), se reduce notablemente el área ocupada por las facies lacustres en favor de las facies aluviales, quedando las evaporitas aún más relegadas al extremo SO de la zona. Los sistemas aluviales pirenaico y costero-catalán llegan casi a unirse en el centro de la cuenca.
- la unidad 6, e incluso la parte alta de la unidad 5 (Fig. 5f), pueden considerarse equivalentes a la Fm Peralta, estudiada por Senz y Zamorano (1992) al NE de Monzón, en la provincia de Huesca, representando el techo de la Fm. Yesos de Barbastro en esa zona. La parte más alta de la unidad 6 tiene una edad Estampiense inferior alto.

A la vista de las columnas estratigráficas (Fig. 3), del panel de correlación (Fig. 4) y de los esquemas evolutivos (Fig. 5), queda reflejado que la existencia de facies lacustres se circunscribe al centro de la cuenca. Estas facies lacustres van siendo sustituidas progresivamente por facies aluviales al aproximarse a los bordes de la cuenca.

Las facies aluviales situadas al norte del área estudiada procedentes del margen pirenaico presentan una tasa de sedimentación de areniscas notablemente alta. Por el contrario, al sur, en los materiales procedentes del entorno de Montserrat-Sant Llorenç del Munt, predominan las facies lutíticas, aunque es destacable la presencia de algunos niveles conglomeráticos, prácticamente ausentes al norte de la zona estudiada. Esto último es debido a que, aunque las facies más proximales del sur de la cuenca se encuentren cercanas al área de estudio, la eficacia de transporte de los materiales al centro de la cuenca era menor que en el norte. En el margen pirenaico seguramente existían mayores relieves, y por ello un mayor número de precipitaciones, lo que daba lugar a sistemas aluviales más importantes y, por lo tanto, con una mayor eficacia de transporte. El desarrollo de las estructuras en áreas septentrionales ocasionaba una mayor subsidencia de la cuenca y, por lo tanto, un mayor espesor de los sedimentos para el mismo periodo de tiempo hacia el norte. De acuerdo con su evolución sedimentaria, se deduce un desplazamiento de los sistemas lacustres hacia el OSO.

Con objeto de intentar correlacionar el extremo occidental del área de estudio con el resto de la Cuenca

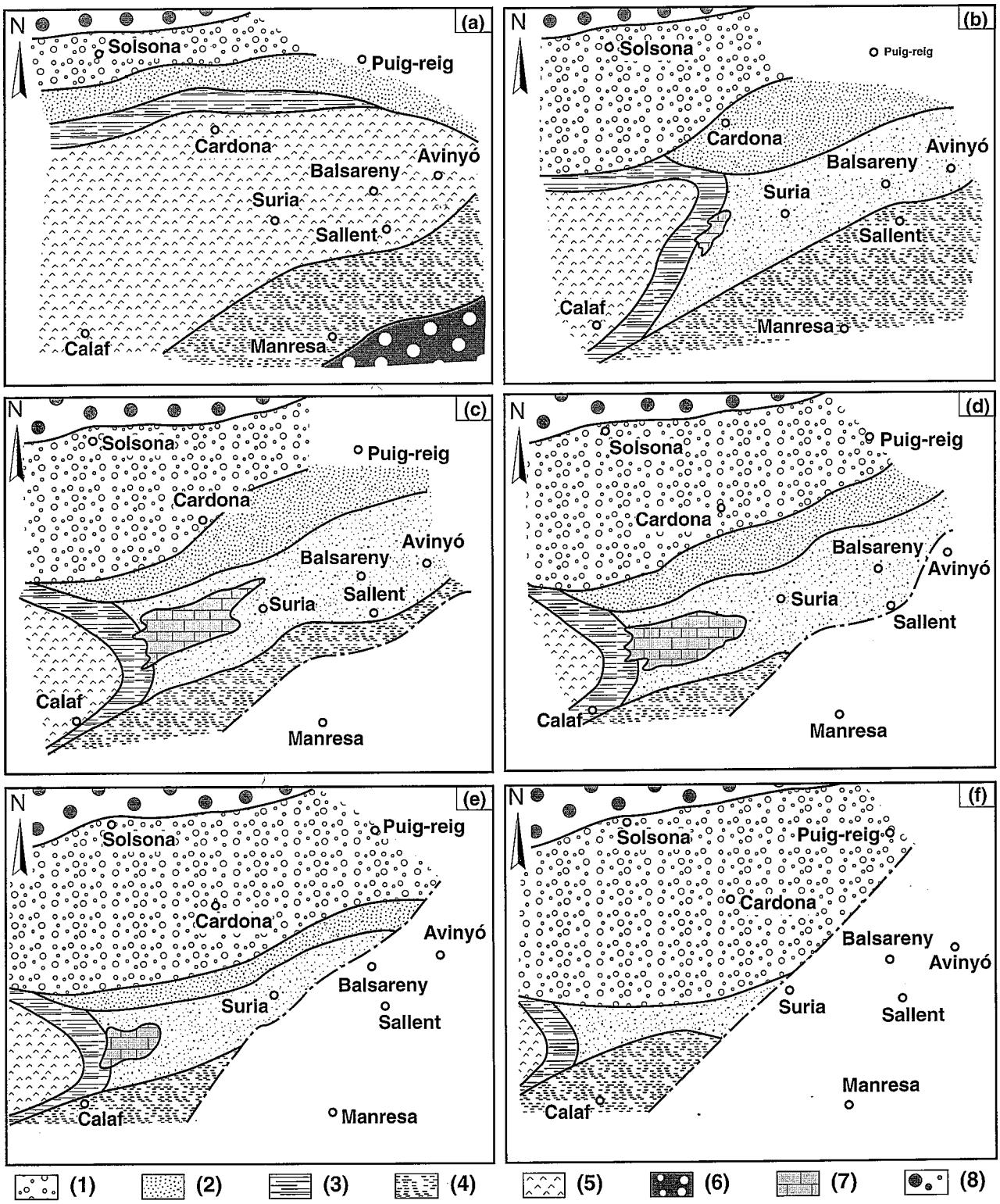

Figura. 5.- Evolución paleogeográfica de las unidades litoestratigráficas del sector estudiado de la Cuenca del Ebro. Cada esquema representa un momento, coincidente con el límite entre las unidades *cronoestratigráficas*: **(a)**: U1/U2 (Priaboniense superior), **(b)**: U2/U3 (cercano al límite Eoceno/Oligoceno), **(c)**: U3/U4 (Estampiense inferior bajo), **(d)**: U4/U5 (Estampiense inferior), **(e)**: U5 (Estampiense inferior), **(f)**: U5/U6 (Estampiense inferior alto). Basada en la figura 4. Leyenda: **1:** Molasa de Solsona, **2:** Areniscas de Súria, **3:** Limolitas de Torà, **4:** Molasa de Artés, **5:** Yesos de Barbastro, **6:** Conglomerados de Montserrat, **7:** Calizas de Castelltallat, **8:** Conglomerados de Berga. La línea discontínua indica el límite de afloramiento.

del Ebro, debe tenerse en cuenta que, por encima de la Fm. Yesos de Barbastro, se sitúa una serie de limolitas y margas grises lacustres, atribuidas a la Fm. Torà por Sáez (1987). Además, el conjunto de las Fms. Barbastro, Torà y Castelltallat constituye el "sistema lacustre de La Noguera", perteneciente a la Secuencia I de Anadón *et al.* (1989), cuya parte alta, fue correlacionada por estos autores con el yacimiento de San Cugat de Gavadons, asignando al Priaboniense superior dicha secuencia. A partir del estudio realizado en el presente trabajo, se ha podido comprobar que la Fm. Torà presenta un importante diacronismo hacia el oeste, de ma-

nera que las margas grises que afloran en el área de Súria (base de la unidad 2) son estratigráficamente mucho más bajas, que las limolitas y margas grises que afloran sobre los yesos de la Fm. Barbastro, al norte de Calaf (techo de la unidad 5). En Súria, la Fm. Torà es equivalente a las capas en las que se encuentra el yacimiento de San Cugat de Gavadons, de edad Eoceno superior, mientras que en Calaf se encuentra entre el equivalente del yacimiento de Santpedor y el de Calaf, y por tanto en la parte media del Estampiense inferior (Feist *et al.*, 1991).

La Fm. Torà se continúa cartográficamente por el flanco sur del Anticlinal de Barbastro. Los niveles carbonatados de esta formación han sido correlacionados por Sáez (1987) con las calizas situadas entre las Fms. Barbastro y Peraltilla, de edad Estampiense medio (parte baja). Senz y Zamorano (1992) consideran más razonable que la Fm. Torà sea el equivalente lateral de las calizas del techo de la Fm. Salinar, situando la Fm. Torá muy por debajo de la Fm. Peraltilla.

Estructura

En el sector de la Cuenca del Ebro objeto de estudio, los sedimentos terciarios que la rellenan se encuentran, en general, subhorizontales, si bien en varias zonas aparecen deformados por cabalgamientos y pliegues (Fig. 1b), constituyendo lo que se ha denominado "zona de antepaís plegado". Un corte N-S a través de la zona muestra que estas estructuras están ligadas a las de los Pirineos (Fig. 1c) y, por tanto, constituyen el frente meridional de la cordillera en esta transversal. La deformación en la zona se desarrolla durante el Oligoceno, por encima de las sales de la Fm. Cardona que actúan como nivel de despegue, quedando indeformada la serie infrayacente.

En la zona estudiada, las estructuras observables corresponden a pliegues y cabalgamientos de diferentes direcciones (Fig. 1b y 2). Así, en el extremo NE se observa el Sinclinal de Navás, de dirección E-O, y en el resto del área afloran una serie de anticlinales, asociados frecuentemente con cabalgamientos, de dirección NE-SO, que hacia el este confluyen en una estructura común que es el Anticlinal de Sanaüja, de dirección NO-SE. Este anticlinal presenta en su núcleo los yesos de Barbastro y se sitúa fuera del ámbito de la zona de estudio (Fig. 1b).

Con excepción del Sinclinal de Navás, que es un pliegue suave de dirección E-O, el resto de estructuras se encuentra agrupadas en una serie de bandas antiformales, de dirección NE-SO, separadas por sinclinales muy suaves de gran radio de curvatura (sinclinales de Salo y Callús, Fig. 2). Las bandas antiformales, de N a S, son las siguientes: Anticlinal de Cardona, Estructura de Castelltallat-Súria y Cabalgamiento de Sallent.

Anticlinal de Cardona

En el núcleo de este anticlinal afloran las sales de la Fm. Cardona, diapirizadas. El rumbo de esta estructura es N50°E y en la zona de charnela lleva asociado un cabalgamiento dirigido hacia el sur. El acortamiento producido por este cabalgamiento es escaso, ya que esta estructura desaparece tanto por el NE como por el SO.

El Anticlinal de Cardona es un pliegue asimétrico, con un flanco NO que buza entre 15° y 40° y un flanco meridional subvertical, incluso invertido (Fig. 6a). En el flanco sur se desarrolla una discordancia progresiva, que abarca los materiales de la unidad 5 y del techo de la unidad 4. Esta discordancia se puede seguir a lo largo de unos cinco kilómetros hacia el oeste de la zona, donde aflora el diapiro de las sales de Cardona, lo que permite considerar este anticlinal contemporáneo con la sedimentación de esta parte de la serie, cuya edad es Estampiense inferior bajo a medio.

En el flanco NO del Anticlinal de Cardona, junto a la localidad del mismo nombre, y cerca de su núcleo, se desarrolla un diapiro salino de forma ovalada en planta, orientado en la misma dirección que el anticlinal, de manera que llegan a aflorar en superficie las sales de la Fm. Cardona (Riba, 1967). Este diapiro perfora los materiales suprayacentes llegando a atravesar unos 300 m de serie. Al este del diapiro se reconoce la existencia de pequeñas fallas inversas de dirección NO-SE, oblicuas a la estructura principal, que presentan altos buzamientos. Asimismo, en torno al diapiro, se observa un cambio brusco del buzamiento de las capas, aumentando éste hasta 65° ó 70°.

Estructura de Castelltallat-Súria

La estructura reconocible a lo largo de esta banda cambia notablemente de un lado a otro del río Cardener. En un corte realizado inmediatamente al oeste del río, se distinguen una serie de pliegues y fallas (Figs. 2 y 6c) que se describen a continuación:

Anticlinal de Coaner. Es una estructura de escasa continuidad lateral, sólo existente a lo largo de 10 km al oeste del río Cardener. Se trata de un anticlinal de dirección N65°E, apretado, asimétrico, vergente al sur y de escala kilométrica. El eje del pliegue es subhorizontal y, en su núcleo, llegan a aflorar las capas de la unidad 2. Atendiendo a su geometría, el núcleo debe estar ocupado por las sales de la Fm. Cardona. Hacia la parte occidental, este pliegue se hace más abierto y simétrico. Hacia el este, esta estructura es relevada por el Anticlinal de Súria, situado inmediatamente al sur.

Sinclinal de Coaner. Es la estructura situada inmediatamente al sur del anticlinal del mismo nombre. En la transversal del corte de la figura 6c, es un sinclinal abierto y de plano axial subvertical. Hacia sectores más occidentales, este pliegue se hace más cerrado y asimétrico, con el flanco SE vertical o invertido. Al oeste, cuando ya ha desaparecido el Anticlinal de Coaner, el sinclinal pasa a corresponder a una flexión situada al norte del Anticlinal de Castelltallat, cuyo plano axial se inclina hacia el SE unos 50° (Fig. 6b).

Anticlinal de Súria. Es una estructura de dirección N60°E, con una continuidad de unos 16 km entre Súria y Balsareny, donde periclina. En su parte oriental, al este de Súria, es un pliegue de escala kilométrica, simétrico, de plano axial subvertical y eje subhorizontal,

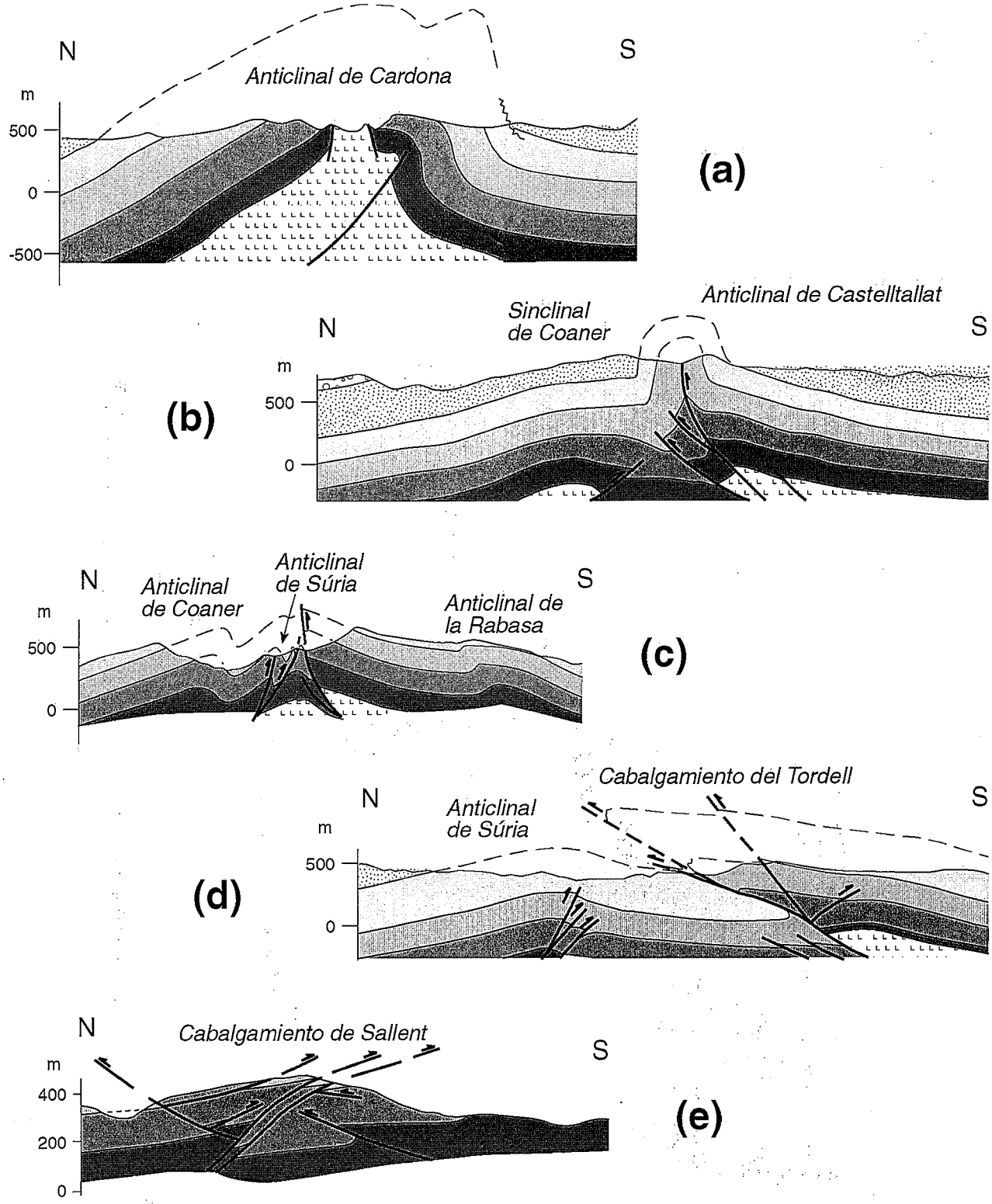

Figura. 6.- Cortes geológicos de las principales estructuras tectónicas de la zona estudiada (situación en figura 2). La leyenda es la misma que la de la figura 2.

abierto que presenta ligera vergencia sur (Fig. 6d). A la altura de Súria este anticlinal es de escala hectométrica, asimétrico y vergente al sur, con su flanco meridional inclinado unos 60° y el septentrional unos 30°. Localmente se observan pequeños cabalgamientos dirigidos al sur, desarrollados en su núcleo que se puede seguir lateralmente a lo largo de unos 4 km. Cerca del río Cardener, este pliegue se hace más apretado, llegando a presentar los dos flancos verticalizados, con una falla en su núcleo paralela al plano axial, donde se conoce como "Anticlinal del Mig Món". La terminación occidental de esta estructura se pone de manifiesto por el aumento de su inmersión en esa dirección, aspecto que es conocido por la existencia de las explotaciones de potasa en esta parte del anticlinal. Al oeste, a la altura del corte de la figura 6c, este anticlinal pasa a un con-

junto de pliegues de escala decamétrica, con ángulo entre flancos de unos 60° y plano axial subvertical, que se agrupan en una banda de unos 250 m de ancho, a lo largo de 1.500 m. Aún más al oeste, a unos 5 km del río Cardener, desaparecen todas estas estructuras.

Cabalgamiento del Tordell. Desde el extremo oriental de la zona estudiada hasta unos 4 km al oeste del río Cardener, al sur del Anticlinal de Súria, se desarrolla una de las estructuras más importantes de la región estudiada, que es el Cabalgamiento del Tordell (Figs. 2 y 6d). Este cabalgamiento tiene una dirección N70°E y está dirigido hacia el norte, por lo que representa un retrocabalgamiento respecto al sistema surpirenaico. El Cabalgamiento del Tordell se encuentra cortando en rampa, tanto al bloque superior como al inferior, encontrándose en la zona de Súria los materiales más antiguos afectados por él, que corresponden a la base de la unidad 1. En la rampa del bloque inferior se desarrolla un pequeño sinclinal de escala métrica, mientras que en el bloque superior se suele presentar un anticlinal de escala decamétrica, poco apretado. Hacia sectores orientales no se observan pliegues asociados al Cabalgamiento del Tordell, y la posición de la superficie de cabalgamiento es únicamente reconocible por la existencia de una estrecha zona de cizalla en la que tiene lugar el desarrollo de un clivaje grosero. La superficie de cabalgamiento, observable directamente en el campo, se inclina unos 30° al sur en el entorno de la zona de Súria, si bien hacia el oeste, se verticaliza sensiblemente. El acortamiento máximo de esta estructura es de casi 1.500 m en la transversal de Súria, mientras que, hacia el oeste y el este, va siendo cada vez menor, de forma que, en la transversal de Balsareny, el acortamiento estimado es de unos 900 m.

Al este de Súria, en la transversal del corte de la figura 6d, dentro del bloque cabalgante se reconoce la existencia de pequeños cabalgamientos dirigidos al sur deformados por otro retrocabalgamiento posterior a ellos, asociados al Cabalgamiento del Tordell.

Asimismo, al oeste de Súria, en el bloque superior del cabalgamiento se reconoce la existencia de dos pliegues que, de norte a sur, son el Sinclinal y Anticlinal de la Rabasa (Figs. 2 y 6c). Corresponden a pliegues abiertos, hectométricos, con la misma dirección que el Cabalgamiento del Tordell, vergentes al norte, con el plano axial buzando unos 70° y una zona de charnela estrecha. La continuidad lateral de estas estructuras no alcanza los 5 km. Estos pliegues periclinan hacia el oeste, mientras que por el este se interrumpen debido a la existencia de pliegues de dirección N-S (Fig. 2).

En la localidad de Súria, al este de los pliegues de la Rabasa, en el bloque superior del Cabalgamiento del Tordell y limitado al norte por el propio plano de cabalgamiento, se desarrolla un semidomo, en el que el buzamiento de las capas que lo diseñan es de hasta 45°. Este semidomo está ligeramente alargado en dirección N-S y en ningún caso se aprecia que la sal que ocupa su núcleo llegue a perforar las capas suprayacentes. La formación de esta estructura es posiblemente debida al desarrollo de procesos halocinéticos, desencadenados por la gran acumulación de sal en ese sector, aunque no es descartable la existencia de una interferencia de dos sistemas de pliegues, unos de dirección N70°E y otros, con menor desarrollo, de dirección N-S.

Anticlinal de Castelltallat. El Cabalgamiento del Tordell, hacia el oeste, se continúa en otra importante estructura denominada Anticlinal de Castelltallat. Este anticlinal tiene una dirección N70°E en su parte oriental, que pasa a ser E-W en el sector más occidental. Es una estructura de escala kilométrica que se sigue a lo largo de 23 km, desde la zona donde se pierde el Cabalgamiento del Tordell hasta el Anticlinal de Sanaüja (Figs. 1b y 2). Es un pliegue en caja, pudiendo llegar a ser isoclinal, aunque hacia sectores occidentales, donde se encuentran los yesos de Barbastro en el núcleo, es más abierto, con ángulo entre flancos de unos 120°. El plano axial de este pliegue es subvertical o ligeramente inclinado hacia el sur. El nivel de erosión a lo largo de toda la zona es bastante constante, lo que indica que debe tratarse de un pliegue cilíndrico, con el eje horizontal. En el núcleo del pliegue se pueden encontrar algunas fallas inversas, dirigidas hacia el norte (Fig. 6b).

En el corte geológico de la figura 6b, se observa que por el norte y por el sur del Anticlinal de Castelltallat se desarrollan dos flexiones sinclinales que se encuentran a diferente altura estructural, de forma que el sinclinal del norte está unos 350 m más bajo que el situado al sur. El Anticlinal de Castelltallat y el sinclinal situado al norte se interpretan como pliegues de propagación, asociados a un cabalgamiento dirigido al norte y deducido en profundidad. Este cabalgamiento se interpreta que ha despegado a nivel de las sales de la Fm. Cardona, correspondiendo al Cabalgamiento del Tordell, que en esta parte occidental se manifiesta en superficie como un pliegue.

Cabalgamiento de Sallent

El Cabalgamiento de Sallent se sitúa en la parte más meridional del área (Figs. 2 y 6e). Es una estructura de dirección N70°E que se puede seguir a lo largo de unos 20 km, desde el río Cardener hasta el límite oriental de la zona, donde se entronca con la estructura de Santa María de Oló, fuera ya del área estudiada. A lo largo de su trazado se observa que este cabalgamiento siempre corta en rampa a las capas, tanto del bloque superior como del bloque inferior, pudiéndose observar la existencia de pliegues de escala métrica asociados a ellas. El plano de cabalgamiento tiene, en general, un buzamiento de unos 20° hacia el norte, si bien, se observan ocasionalmente buzamientos más elevados, de hasta 40°, debido a la deformación producida por pequeños retrocabalgamientos desarrollados en el bloque inferior (Fig. 6e). En su parte más oriental es donde este cabalgamiento presenta su máximo acortamiento, llegando a ser de unos 350 m. Hacia el oeste el acortamiento disminuye, a la vez que en el bloque superior del Cabalgamiento de Sallent se observa la existencia de otros pequeños cabalgamientos y retrocabalgamientos asociados de escaso desplazamiento. A unos 2 km al oeste del

río Cardener, estas estructuras desaparecen.

Conclusiones

Dentro y fuera del ámbito de la zona estudiada se localizan varios yacimientos de micromamíferos que han podido ser correlacionados con las sucesiones estratigráficas realizadas en este trabajo, gracias a la cartografía de los niveles guía. Esta correlación ha permitido conocer el intervalo de tiempo registrado por la sucesión estratigráfica, que comprende desde el Priaboniense superior hasta la parte alta del Estampiense inferior. Ha sido posible establecer una correlación entre la unidades litoestratigráficas definidas previamente por diversos autores y las unidades *croestratigráficas* distinguidas en el presente trabajo. A partir de esta correlación cronoestratigráfica se ha puesto de manifiesto la contemporaneidad existente entre los Yesos de Barbastro y la casi totalidad de los materiales terciarios continentales suprasalinos de los sectores de Súria y Sallent. La parte alta de los Yesos de Barbastro y de las Calizas de Castelltallat son de edades equivalentes. El techo de los yesos de Barbastro entre Súria y el Anticlinal de Sanaüja presenta un marcado diacronismo, siendo más moderno hacia el oeste.

En el sector estudiado se han observado tres bandas de deformación de dirección ENE-OSO, asociadas a las estructuras de la cordillera pirenaica, cuyo desarrollo ha tenido lugar aprovechando como nivel de despegue la formación salina de Cardona. Por las relaciones tectónica-sedimentación, se deduce que la estructura situada más al norte (Anticlinal de Cardona) es contemporánea con las unidades 4-5, de edad Estampiense inferior bajo a medio.

Todas las estructuras observadas tienen un origen tectónico, y únicamente en el diapiro de Cardona han tenido lugar procesos halocinéticos, siempre favorecidos por el desarrollo de las estructuras tectónicas y la erosión. En la zona de Súria es destacable la existencia de un semidomo, resultado de la interferencia de pequeños pliegues de dirección N-S con las estructuras principales, de dirección ENE-OSO, no siendo posible confirmar la existencia de procesos halocinéticos.

En general, y principalmente en las dos bandas de deformación situadas en los sectores más meridionales, se observa la existencia de cabalgamientos dirigidos al sur que son deformados por retrocabalgamientos desarrollados con posterioridad.

En una transversal de toda la zona de estudio, situada sobre el corte de la figura 6d, el acortamiento producido por las estructuras observadas es del orden de 1,8 km. El acortamiento disminuye sensiblemente, a algo menos de 1 km, tanto hacia el este, en la transversal de Sallent (Fig. 6e), como hacia el oeste, en la transversal de Castelltallat (Fig. 6b).

Los autores agradecen a Súria K, S.A. y Aurensa haber propiciado la oportunidad de iniciarse en el conocimiento del Terciario de la Cuenca del Ebro, al haber participado en la "Exploración de la Cuenca Potásica Catalana". Las observaciones y discusión crítica de J.L. Alonso, A. Barnolas, E. Remacha, A. Teixell y M. Truyols-Massoni han mejorado notablemente el manuscrito original. También agradecemos las aportaciones de A. Muñoz Aubry y J. L. Coullaut durante las campañas de campo. Este trabajo ha sido financiado parcialmente por el proyecto CICYT AMB-1012-C02-02.

Bibliografía

Agustí, J., Anadón, P., Arbiol, S., Cabrera, Ll., Colombo, F. y Sáez, A. (1987): Biostratigraphical characteristics of the oligocene sequences of north-eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchner Geowiss. Abh.*, (A) 10: 35-42.

Álvarez-Sierra, M.A., Daams, R., Lacomba, J.I., López-Martínez, N. y Sacristán-Martín, M.A. (1987): Succession of micro-mammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abh.*, (A) 10: 43-48.

Anadón, P., Vianey-Liaud, M., Cabrera, Ll. y Hartenberger, J.L. (1987): Gisements à vertébrés du Paléogène de la zone orientale du basin de l'Ebre et leur apport a la stratigraphie. *Paleont. i Evolució*, 21: 117-131.

Anadón, P., Cabrera, Ll., Colldeforns, B. y Sáez, A. (1989): Los sistemas lacustres del Eoceno superior y Oligoceno del sector oriental de la Cuenca del Ebro. *Acta Geol. Hisp.*, 24: 205-230.

Arbiol, S. y Sáez, A. (1988): Sobre la edad oligocénica inferior del yacimiento de Santpedor (Cuenca del Ebro, provincia de Barcelona). *Acta Geol. Hisp.*, 23: 47-50.

Bofill, A. (1897): Sobre la presencia del *Ancodus Aymardi* en los lignitos de Calaf, provincia de Barcelona, su significación bajo los puntos de vista paleontológico y estratigráfico. *Bol. R. Acad. C. y Art.* (3), I, 17: 332-337.

Busquets, P., Ortí, F., Pueyo, J. J., Riba, O., Rosell-Ortiz, L., Sáez, A., Salas, R. y Taberner, C. (1985): Evaporite deposition and diagenesis in the saline (potash) catalan basin, Upper Eocene. En: *6th European Regional Meeting Excursion Guidebook.* (M.D. Milà y J. Rosell Eds.). *Institut d'Estudis Ilerdencs*, Lleida, 59 p.

Crusafont, M. y Golpe, J.M. (1968): Los nuevos yacimientos de mamíferos dél Eoceno español. *Bol. Geol. Min.*, 79 (4): 341-353.

Crusafont, M., Golpe, J. M., Gibert, J y Thaler, L (1971): El yacimiento sanoisiense de Calaf tres cuartos de siglo después. *Paleont. i Evolució*, 3: 72-74.

Depéret, C. (1897): Sur l'existence de l'horizon à *Ancodus Aymardi* dans la Province de Barcelona. *Bull. Soc. Géol. France* (3), XXV: 233.

Deramond, J., Graham, R.M., Hossack, J.R., Baby, P. y Crouzet, G. (1985): Nouveau modèle de la Chaîne des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci. París* (II), 301: 1213-1216.

ECORS Pyrenees team (1988): The ECORS deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.

Feist, M., Anadón, P., Cabrera, Ll., Choi, S.J., Colombo, F. y Sáez, A. (1991): La sucession des flores de charophytes dans le Tertiaire continental du bassin de l'Ebre. Comparaison avec la biochronologie des vertébrés. En: *Libro de comunicaciones del I Congr. Esp. Terciario.* (Colombo, Ramos-Guerrero y Riera Eds.). Vic: 120-122.

Ferrer, J. (1971): El Paleoceno y el Eoceno del borde sur-oriental de la Depresión del Ebro (Cataluña). *Mem. Suiss. Paléontol.*, 90, 70 p.

Golpe, J. M. (1971): Datos sobre el yacimiento estampiense de "El Talladell", cerca de Tàrrega". *Paleont. i Evolució*, 3: 66-71.

Masachs, V., Crusafont, M. y Villalta, J.F. (1954): Sur l'Age du gisement potassique de la Catalogne. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 13: 304-305.

Muñoz, J.A. (1985): *Estructura Alpina i Herciniana a la vora sud de la Zona Axial del Pirineu Oriental.* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 305 p.

Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a Continental Collision Belt: ECORS-Pyrenees Crustal Balanced Cross-section. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 235-246.

Muñoz, J.A., Martínez Rius, A. y Vergés, J. (1986): Thrust sequences in the Eastern Spanish Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 8: 399-405.

Parish, M. (1984): A structural interpretation of a section of the Gavarnie nappe and its implications for pyrenean geology. *Jour. Struct. Geol.*, 6: 247-255.

Peón, A., Alonso, F., Rosell, J., Trilla, J. y Obrador, A. (1975): Memoria y mapa geológico a escala 1: 50.000, hoja n° 363 (Manresa), 2ª serie, *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.

Pueyo, J.J. (1975): *Estudio petrológico y geoquímico de los yacimientos potásicos de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny (Barcelona, España).* Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona.

Puigdefábregas, C., Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. *Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 8: 319-336.

Quirantes, J. (1969): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros.* Tesis Doctoral. Univ. de Granada.

Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros.* Inst. «Fernando el Católico» (CSIC), Zaragoza. Tesis Doctorales, 27, 207 p.

Riba, O. (1967): Resultados de un estudio sobre el Terciario continental de la parte este de la depresión central catalana. *Acta Geol. Hisp.*, 2: 3-8.

Riba, O., Ramírez del Pozo, J., y Maldonado, A. (1975 a): Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja n° 330 (Cardona). 2ª serie, *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.

Riba, O., Ramírez del Pozo, J., y Maldonado, A. (1975 b): Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja n° 331 (Puigreig). 2ª serie, *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.

Riba, O., Ramírez del Pozo, J., y Maldonado, A. (1982): Memoria y mapa geológico de España a escala 1: 50.000, hoja n° 362 (Calaf). 2ª serie, *Inst. Geol. Min. Esp.*, Madrid.

Riba, O., Reguant, S., Colombo, F., Busquets, P., Villaplana, M., Anadón, P., Marzo, M., Ramirez, A., Pueyo, J.J. y Williams, R.C. (1975 c): Le Bassin Tertiaire Catalan Espagnol et les gisements de potasse. *LXe Congr. Int. Sed., Nice. Livret-guide de l' excursion*, 20, 84 p.

Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1987): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: *Geología de España (Libro jubilar J. M. Ríos),* Inst. Geol. Min. Esp., II: 131-159.

Roure, F., Choukroune, P., Berástegui, X., Muñoz, J.A., Villiena, P., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Cámara, P. y Deramond, J. (1989): ECORS Deep Seismic data and balanced cross sections: Geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.

Sáez, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del NE de la Cuenca del Ebro.* Tesis Doctoral. Univ. de Barcelona, 352 p.

Salvador, A. (Ed.) (1994): *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure, 2rd ed.* Int. Union Geol. Sci. and Geol. Soc. Am., 214 p.

Sans, M., Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1996 a): Triangle zone and thrust wedge geometries related to evaporitic horizons (southern Pyrenees). *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 44: 375-384.

Sans, M., Sánchez, A. y Santanach, P. (1996 b): Internal structure of a detachment horizon in the most external part of the Pyrenean fold and trhust belt (northern Spain). En: *Salt Tectonics* (G.I. Alsop, D.J. Blundell y I. Davison, Eds). *Geol. Soc. London, Spec. Pub.*, 100: 65-76.

Sans, M. y Vergés, J. (1996): Fold Development Related to Contractional Salt Tectonics: Southeastern Pyrenean Thrust Front, Spain. En: *Salt Tectonics, A Global Perspective* (M.A.P. Jackson, D.G. Roberts y S. Snelson, Eds)., *Amer. Assoc. Petr. Geol. Mem.*, 65: 369-378.

Senz, J. G. y Zamorano, M (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 195-209.

Truyols, J. y Crusafont, M. (1961): Consideraciones sobre la edad del yacimiento de vertebrados de Tàrrega. *Not. Com. Inst. Geol. Min. Esp.*, 61: 99-108.

Verges, J., Muñoz, J. A. y Martínez, A. (1992): South Pyrenean fold thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London: 255-264.

Williams, G.D. y Fischer, M.W. (1984): A balanced section across the Pyrenean orogenic belt. *Tectonics*, 3: 773-780.

Manuscrito recibido el 3 de Marzo de 2000
Aceptado el manuscrito revisado el 18 de junio de 2000