

Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales

J.G. SENZ y M. ZAMORANO

División de Geología, I.T.G.E. c/ Mayor 20, 22700 Jaca

RESUMEN

Se han distinguido cuatro complejos sedimentarios del Eoceno superior-Mioceno inferior en los depósitos continentales del margen norte de la cuenca del Ebro.

1) El **complejo sedimentario de Salinar** (Priaboniense superior-Estampiense) consiste en un sistema aluvial (**Fm de Salinar**), que pasa hacia el antepaís a evaporitas de lago salino (parte inferior de la **Fm de Barbastro**). Los sedimentos aluviales están representados únicamente por facies de abanico distal y llanura aluvial, situadas en el bloque inferior del cabalgamiento de las Sierras Marginales.

A techo del complejo sedimentario de Salinar se encuentra un paquete de calizas lacustres que refleja el retroceso del sistema aluvial y el cambio a condiciones menos salinas.

2) El **complejo sedimentario de Peralta** (Priaboniense superior-Estampiense) consiste en pequeños abanicos aluviales adosados a las Sierras Marginales (**Fm de Peralta**), que pasan a evaporitas de lago salino hacia el antepaís (parte superior de la **Fm de Barbastro**). Las facies aluviales están representadas por conglomerados calcáreos que gradan en pocos kilómetros a facies finas distales. Las facies evaporíticas consisten en yesos nodulares y laminados. El techo del complejo sedimentario de Peralta está marcado por un cuerpo extensivo de carbonatos lacustres que reflejan un nuevo retroceso aluvial.

3) El **complejo sedimentario de Peraltilla** (Estampiense-Chattiense) consiste en pequeños abanicos aluviales (**Fm de Calasanz**), que muestran características similares a los de la **Fm de Peralta**, pero sus facies se interdigitan distalmente con un gran sistema fluvial procedente del Pirineo Axial (**Fm de Peraltilla**). Los paleocanales son esencialmente conglomeráticos en el sinclinal de Azanuy y arenosos hacia el flanco sur del anticlinal de Barbastro. Este cambio granulométrico se acompaña por una modificación del tipo de canales, de típicos trenzados a rectos o sinuosos.

Los complejos sedimentarios de Salinar y Peralta son contemporáneos con el emplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales. Los sedimentos clásticos se acumularon en un surco flexural que se amplió a medida que se propagaba el cabalgamiento.

Como consecuencia las facies de lago salino se expandieron hacia el antepaís. Con la deposición del complejo sedimentario de Peralta se propaga un despegue no emergente en la base de la **Fm de Barbastro**, iniciándose el plegamiento del antepaís.

El complejo sedimentario de Peraltilla es contemporáneo con el fin del desplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales y el crecimiento principal del anticlinal de Peralta. La cuenca se amplía hacia el antepaís debido a una subsidencia más homogénea.

4) El **complejo sedimentario de Sariñena** (Chattiense-Aquitaniense) es similar al de Peraltilla pero muestra un desplazamiento hacia el sur de las facies proximales. Consiste en pequeños abanicos aluviales de procedencia local (**Fm de Baells**) que se interdigitan con un gran abanico fluvial (**Fm de Sariñena**). La sedimentación de este complejo es contemporánea con la propagación del cabalgamiento basal hacia el antepaís, creándose nuevos pliegues de despegue que controlan el trazado fluvial (anticlinales de Barbastro y Altarriba y sinclinal de Azanuy). Se producen también cabalgamientos fuera de secuencia que generan pequeñas cuencas sobre la lámina cabalgante de las Sierras Marginales, rellenas por los conglomerados de Baells. El complejo de Sariñena se depositó en un surco flexural amplio con una zona más subsidente situada en el sinclinal de Azanuy.

Palabras clave: Cuenca del Ebro. Priaboniense superior-Mioceno inferior. Sierras Marginales. Tectónica-sedimentación.

ABSTRACT

Four systems tracts have been distinguished in the uppermost Eocene-lower Miocene continental deposits of the northern margin of the Ebro basin.

1) The **Salinar systems tract** (upper Priabonian-Stampian) consists of an alluvial system (**Salinar Fm**) located in the north, that passes to playa-lake evaporites (lower **Barbastro Fm**) towards the foreland. The alluvial sediments are represented only by distal fan and alluvial plain facies which are in the footwall of the Sierras Marginales thrust.

The top of the Salinar systems tract is marked by lacustrine limestones that represent the alluvial fan retreat and a change to less saline conditions.

2) The **Peralta systems tract** (upper Priabonian?-Stampian) consists of small alluvial fans attached to the Sierras Marginales (**Peralta Fm**) that pass to playa-lake evaporites towards the foreland (upper Barbastro Fm). The alluvial facies are represented by calcareous conglomerates, that grade in a few kilometers to thin-bedded sandstones and mudstones. Evaporitic facies are represented by nodular and laminated gypsum. The top of the Peralta systems tract is also marked by an extensive body of lacustrine carbonates that represent a new alluvial fan retreat.

3) The **Peraltila systems tract** (Stampian-Chattian) consists of small alluvial fans (**Calasanz Fm**), that show similar characteristics to those of the Peralta Fm but they interfinger distally with a large fluvial system sourced in the axial Pyrenees (**Peraltila Fm**). This fluvial fan consists of red overbank deposits with paleosoils, and channelized bodies, which are mostly conglomeratic in the Azanuy syncline and become sandy towards the southern limb of Barbastro anticline. This granulometric change is accompanied by a change in channel type, from typical braided to sinuous or straight.

The Salinar and Peralta systems are contemporaneous with the emplacement of the Sierras Marginales thrust sheet. The clastic sediments accumulated in a flexural trough that widens while the thrust propagates. As a consequence, the saline lake facies expand towards the foreland. During the Peralta systems tract a blind detachment located in the base of the Barbastro evaporitic formation propagated and started to fold the foreland.

The Peraltila systems tract is contemporaneous with the end of displacement of the Sierras Marginales thrust sheet and the main growth of the Peralta detachment anticline. However, these tectonic events were accompanied by a significant forelandward shift of the basin depocenter and a more homogeneous subsidence.

4) The **Sariñena systems tract** (Chattian-Aquitanian) is very similar to the Peraltila one but it shows a marked southwards shift of the proximal facies. It consists of small fans of local provenance (**Baells Fm**) that interfinger distally with a large fluvial fan (**Sariñena Fm**).

The sedimentation of the Sariñena systems tract is contemporaneous with the continued southward propagation of the detachment through the foreland evaporites, that creates new detachment folds (Barbastro

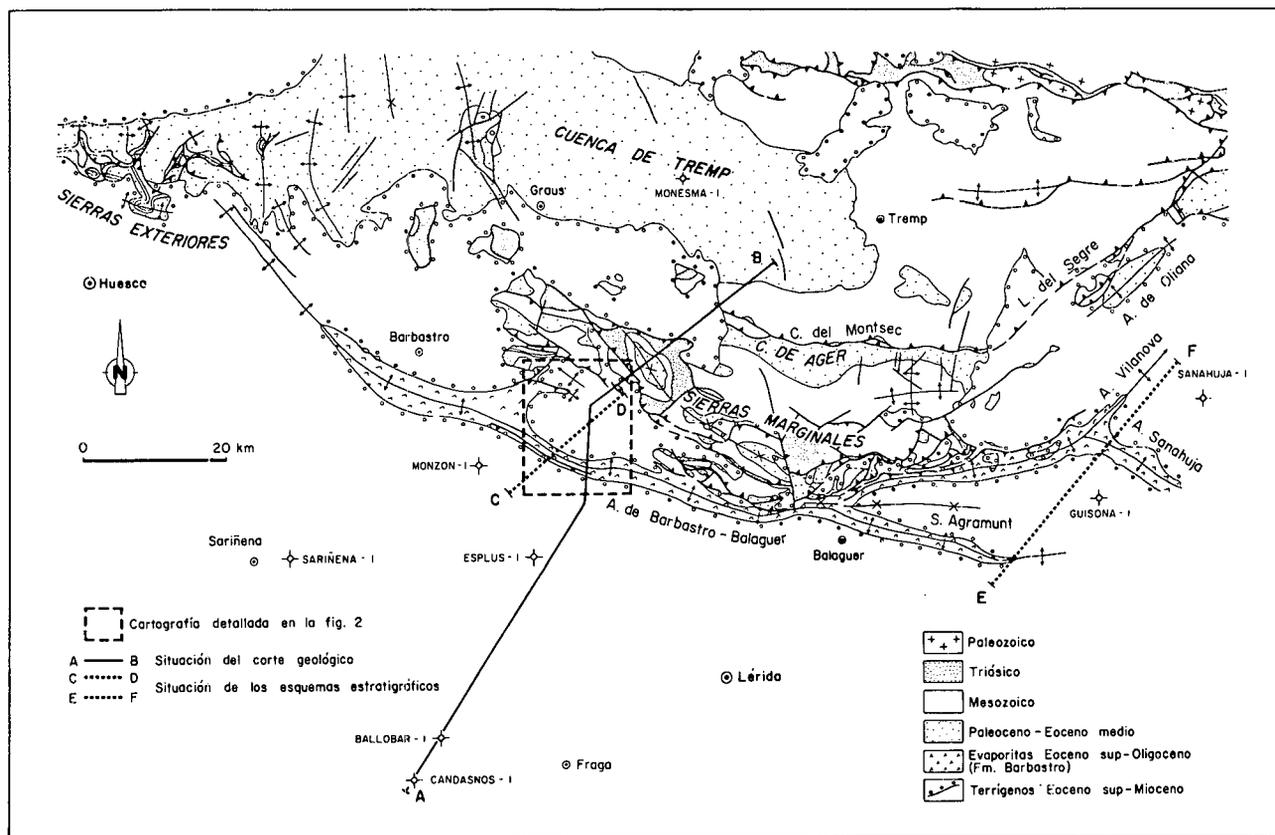


Figura 1.- Mapa geológico del borde norte de la cuenca del Ebro y las Sierras Marginales (elaborado por A. Teixell). El área del recuadro corresponde a la cartografía detallada en la figura 2. La línea A-B marca la traza del corte geológico de la figura 7. Las líneas punteadas representan la situación de los esquemas estratigráficos de las figuras 3 y 6.

Figure 1.- Location map showing the northern margin of the Ebro basin and the Sierras Marginales (made by A. Teixell). Boxed area correspond to the geological map of the figure 2. Line A-B show the position of the geological section of the figure 7. The dashed lines represents the cross sections of the figures 3 and 6.

and Altarriba anticlines, Azanuy syncline). An episode of out-of-sequence thrusting generates small thrust-top basins on the Sierras Marginales, filled by the Baells conglomerates. The Sariñena systems tract accumulated in a wide foreland trough, with a strongly subsiding located in the Azanuy syncline.

Key words: Ebro basin. Upper Priabonian-lower Miocene. Sierras Marginales. Sedimentation and tectonics

1- INTRODUCCION

El Terciario continental próximo al frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales aflora en una franja plegada de amplitud y orientación variables. Entre estos pliegues destaca por su continuidad regional el anticlinal de Barbastro, cuyo flanco sur enlaza con los materiales indeformados de la cuenca del Ebro.

Clásicamente se han distinguido tres formaciones continentales en el flanco sur del anticlinal de Barbastro. La más antigua es una formación evaporítica que aflora en el núcleo del anticlinal: la Fm de Yesos de Barbastro (Quirantes, 1969, 1978). Sobre ella se encuentran dos formaciones fluviales siliciclásticas: la Fm de Peraltila (Crusafont *et al.*, 1966) y la Fm de Sariñena (Quirantes, 1969, 1978). Estas formaciones se habían definido con límites y variaciones laterales poco precisas o desconocidas. Por ejemplo, se desconocía la evolución de la Fm de Barbastro hacia las Sierras Marginales y el límite entre las formaciones de Peraltila y Sariñena se había situado en la prolongación fotogeológica de una discordancia local (Sta. Cilia), que no supone ningún cambio en las facies fluviales.

Este trabajo se centra en una franja poco conocida del antepaís plegado, situada entre el anticlinal de Barbastro y las Sierras Marginales aragonesas (Fig. 1). Los escasos estudios precedentes se han enfocado sobre todo desde un punto de vista estructural (Pardo y Villena, 1979, Martínez-Peña y Pocoví, 1988, Martínez-Peña, 1991), aportando pocos datos sobre la estratigrafía y las facies. En este estudio se han precisado o redefinido los límites de las unidades clásicas del flanco sur del anticlinal de Barbastro y se han reconocido cuatro nuevas unidades litostratigráficas, que se interdigitan con las anteriores.

En cuanto al carácter sinorogénico de los sedimentos, se habían descrito relaciones sintectónicas de las formaciones de Sariñena y Baells asociadas al desarrollo de algunas estructuras (Pardo y Villena, 1979; Martínez-Peña y Pocoví, 1988). El estudio sistemático de las relaciones entre los sedimentos y la estructura abordado en el presente trabajo, ha permitido establecer la progresión de la deformación, como ha sido hecho en sedimentos equivalentes por Vergés y Muñoz (1990) y Mellere y Marzo (1991). No obstante es a partir de la realización de un corte geológico donde

se ponen de manifiesto conexiones más sutiles entre el desarrollo del sistema de cabalgamientos de las Sierras Marginales y la evolución de la cuenca de antepaís.

2- ESTRATIGRAFIA DEL ANTEPAIS

La Fm de Barbastro pierde hacia el norte su carácter evaporítico, pasando a dos formaciones esencialmente clásticas, a las que se ha denominado Fm de Salinar y Fm de Peralta. Del mismo modo las formaciones de Peraltila y Sariñena se interdigitan hacia el norte con brechas y conglomerados calcáreos de origen aluvial, a los que se ha denominado respectivamente Fm de Calasanz y Fm de Baells.

Las relaciones laterales y verticales entre estas formaciones (Figs. 2,3), han permitido distinguir cuatro complejos sedimentarios («systems tracts», en el sentido de Brown y Fisher, 1977), formados por sistemas deposicionales contemporáneos. Sus límites se asocian a cambios de facies que representan variaciones importantes en la paleogeografía de la cuenca. De base a techo son: Complejo sedimentario de Salinar, C. S. de Peralta, C. S. de Peraltila y C. S. de Sariñena.

2.1- Complejo Sedimentario de Salinar

Se halla constituido por dos sistemas deposicionales contemporáneos (Fig. 3): a) Un sistema fluvioaluvial, del que sólo afloran sus facies más distales (**Fm de Salinar**); y b) un sistema de lago salino efímero (parte inferior de la **Fm de Yesos de Barbastro**).

Fm de Lutitas y Areniscas del Salinar

Consiste en una sucesión de más de mil metros de espesor formada por lutitas, areniscas y carbonatos de origen aluvial y lacustre, en la que se intercalan niveles de yesos (interdigitaciones de la Fm de Barbastro). En el área estudiada aflora únicamente en el anticlinal de Peralta, donde presenta una progradación-retrogradación aluvial organizada en tres grandes ciclos de facies (Fig. 4).

El primer ciclo aflora incompleto en el núcleo anticlinal. Los materiales estratigráficamente más bajos se han cortado en el sondeo realizado por «Salpura S.A»: entre 60-150 m de profundidad se encuentran cloruros masivos que podrían corresponder a la Fm de Cardona (s.s) y entre 0-60 m margas con intercalaciones salinas. En superficie afloran lutitas grises y capas tabulares de arenisca con «ripples» ascendentes y de oscilación. El ciclo termina con capas gruesas de yeso que pueden presentar cristales seleníticos.

El segundo ciclo está separado del anterior por una falla inversa y muestra una secuencia de progradación-retrogradación aluvial. La parte inferior se halla

constituida por una alternancia de lutitas y margas con yeso nodular y capas tabulares de arenisca. Presenta ciclos menores de progradación aluvial, en ocasiones limitados a techo por retrogradaciones bruscas. La parte media del ciclo es esencialmente arenoso-lutítica y representa la máxima progradación aluvial. Se han reconocido cuatro tipos de cuerpos arenosos:

a) Capas tabulares de arenisca fina y espesor decimétrico con «ripples» ascendentes y laminación con-

volucionada. Se interpretan como depósitos de avenidas en lámina.

b) Capas tabulares de arenisca media a gruesa y espesor métrico. Presentan estratificación cruzada de surco, ondulada a gran escala y «ripples» ascendentes. Son frecuentes las superficies erosivas y las morfologías convexas atribuibles a pequeñas barras. Se interpretan igualmente como depósitos de avenidas en lámina.

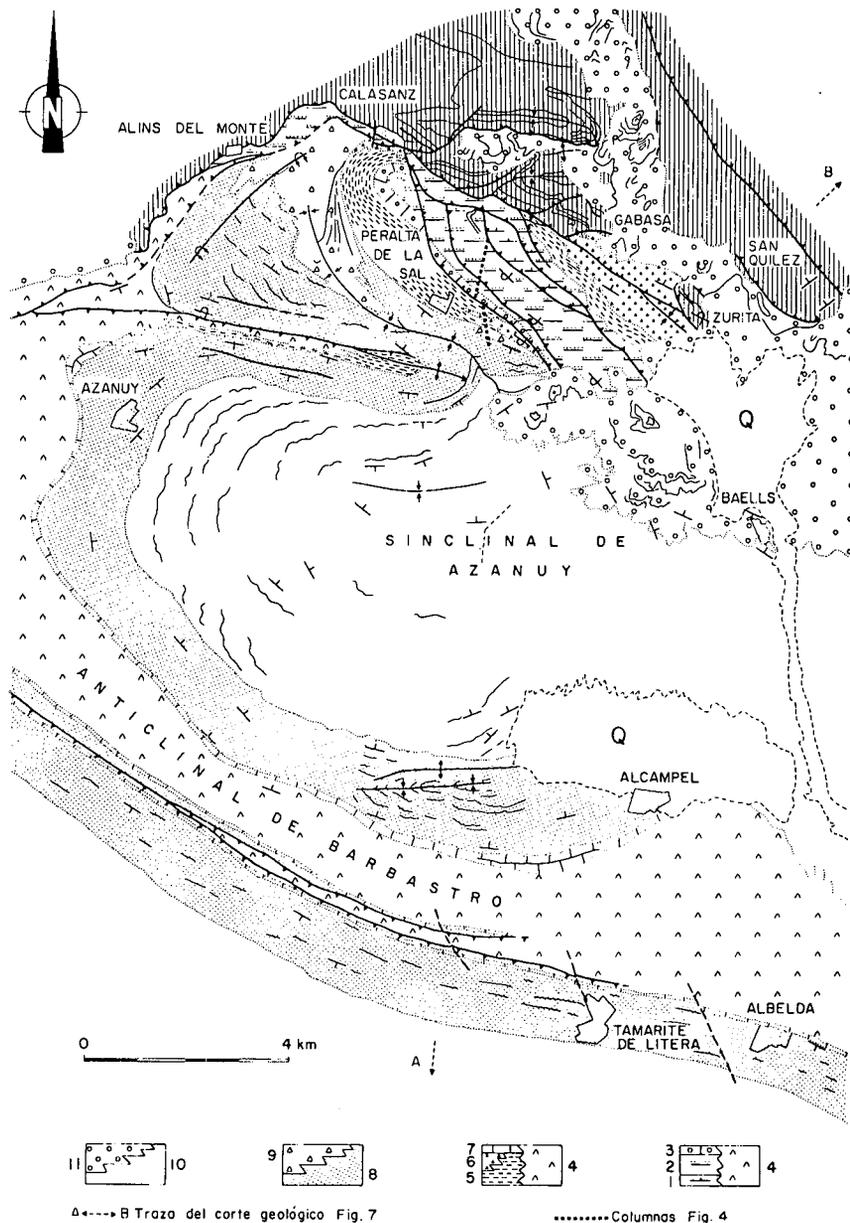


Figura 2.- Mapa geológico del área estudiada en detalle. Leyenda: (1)(2)(3)= Fm.de Salinar; (4)(7) Fm. de Barbastro; (5)(6) Fm. de Peralta; (8) Fm. de Peraltila; (9) Fm. de Sariñena; (11) Fm. de Baells. (ver explicación en el texto). El rayado vertical corresponde al Mesozoico indiferenciado. (Q) Cuaternario.

Figure 2.- Geological map of the area studied in detail. Key: (1)(2)(3)= Salinar Fm.; (4)(7) Barbastro Fm.; (5)(6) Peralta Fm.; (8) Peraltila Fm.; (9) Calasanz Fm.; (10) Sariñena Fm.; (11) Baells Fm. Vertical lines correspond to Mesozoic. (Q) Quaternary.

c) Cuerpos canaliformes laxos que pueden alcanzar 2 m de espesor y pocas decenas de metros de extensión lateral. Su granulometría es media-gruesa y presentan estratificación cruzada de surco y «ripples» ascendentes. Se interpretan como canales relativamente estables y poco sinuosos situados en la zona externa del abanico aluvial.

d) Cuerpos canalizados con relleno arenoso-lutítico y marcadas superficies de acreción lateral. Son poco frecuentes y se interpretan como canales sinuosos localizados en las zonas externas del abanico.

El tramo superior del ciclo está formado por areniscas tabulares y lutitas grises o rojas con intercalaciones de yeso nodular. La proporción de areniscas decrece progresivamente hasta el final del ciclo.

El tercer ciclo presenta un intervalo progradante reducido, seguido de una importante retrogradación. Se inicia con capas gruesas de arenisca de morfologías tabulares o lobulares. Sobre ellas se encuentra una serie de lutitas y margas laminadas entre las que se intercalan capas delgadas de arenisca fina con estratificación «linsen», «wavy» o «flaser». El conjunto se interpreta como depósitos de llanura aluvial y lacustres someros.

La parte alta del ciclo es esencialmente evaporítica. Está formada por un importante paquete de yesos nodulares con estructuras enterolíticas entre los que se intercalan niveles poco potentes de lutitas grises. El techo del ciclo y también de la formación está constituido por calizas y margas lacustres con carófitas, moldes de bivalvos e intercalaciones finas de gypsa-rentas con «ripples» de oscilación.

Por sus características sedimentológicas la Fm de Salinar se interpreta como las facies distales de un gran sistema fluvio-aluvial de procedencia pirenaica.

2.2- Complejo Sedimentario de Peralta

Está formado por un sistema deposicional de abanico aluvial de pequeñas dimensiones y procedencia local (**Fm de Peralta**) que se interdigita hacia el sur con un sistema de lago salino efímero (parte superior de la **Fm de Yesos de Barbastro**).

Fm de Conglomerados, Areniscas y Lutitas de Peralta

Se trata de un conjunto de conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas, de origen aluvial que aflora en ambos flancos del anticlinal de Peralta. Presenta un único ciclo esencialmente progradante, con un espesor superior a los 300 m (Fig. 4). Su límite inferior queda

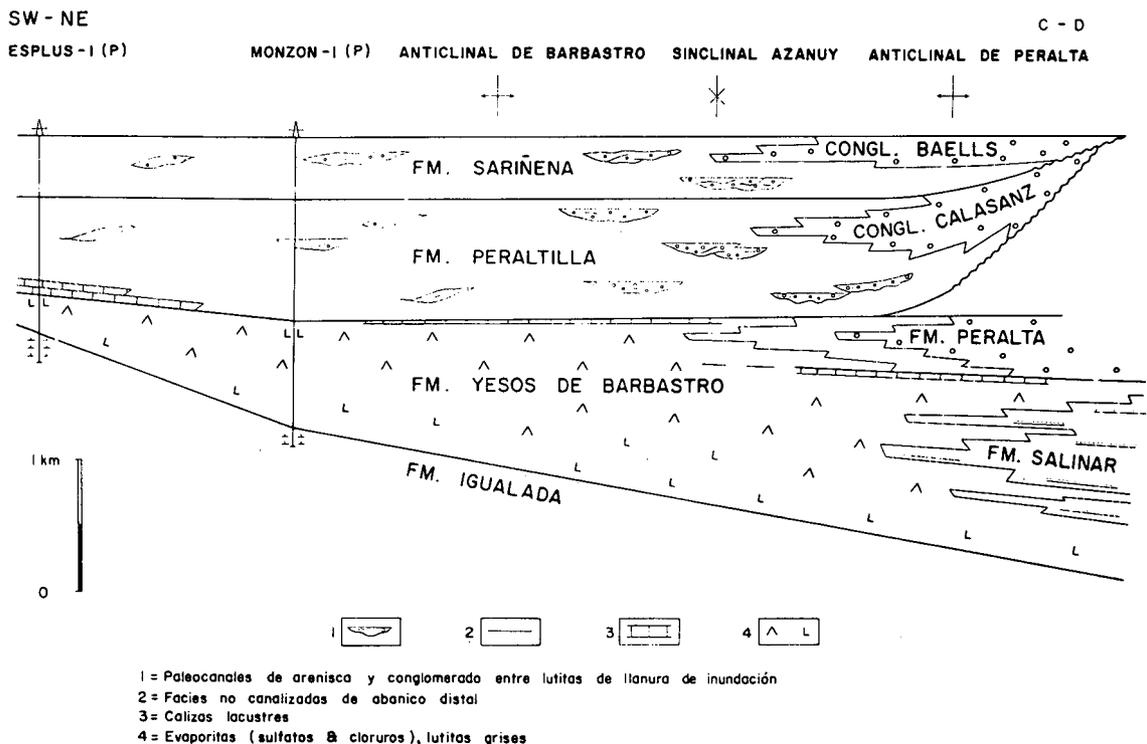


Figura 3.- Esquema estratigráfico mostrando las relaciones entre las distintas unidades litostatrigráficas.

Figure 3.- Stratigraphic sketch showing relationships between the different lithostratigraphic units.

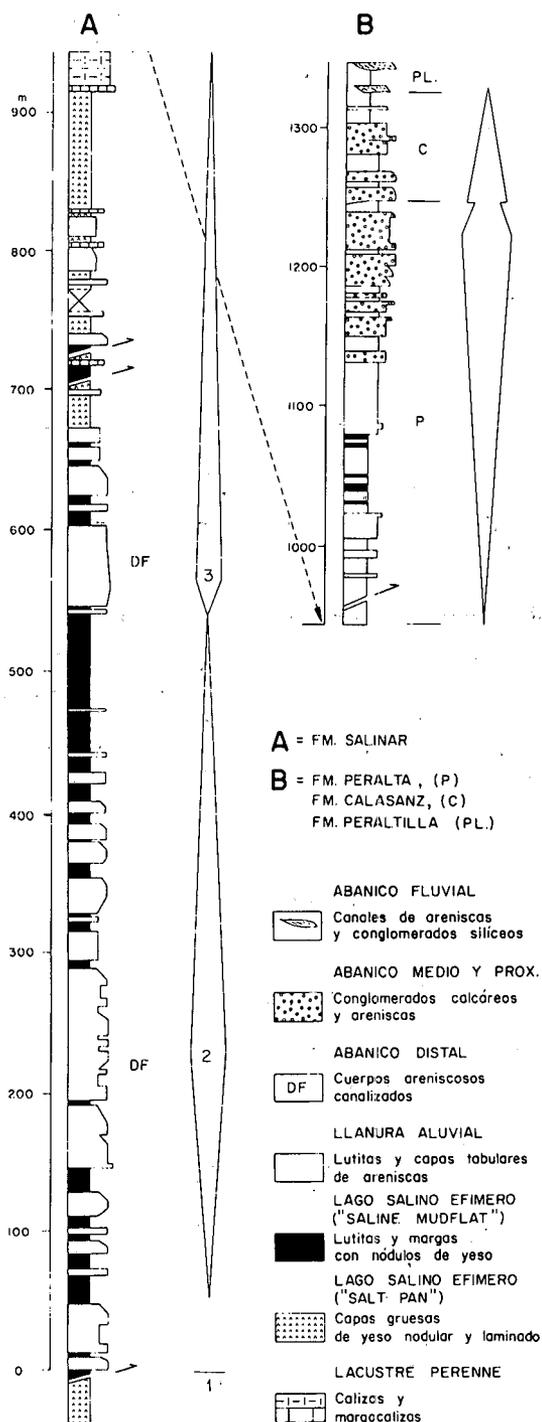


Figura 4.- Columna estratigráfica del barranco del Salinar (flanco sur del anticlinal de Peralta), donde se muestran las principales asociaciones de facies y la ciclicidad a gran escala. Ver figura 2 para su localización.

Figure 4.- Stratigraphic section of the barranco del Salinar (southern limb of the Peralta anticline), showing the main facies associations and the large scale cyclicity.

marcado por la entrada de terrígenos finos sobre las calizas lacustres del techo de la formación de Salinar.

Las facies proximales del sistema aluvial consisten en conglomerados gruesos generalmente con soporte de clastos. Los cantos son subangulosos, heterométricos y heterogénicos, aunque predominan las litologías calcáreas procedentes de las Sierras Marginales. Presenta estratificación horizontal con estratos finos a menudo amalgamados, marcados por alineaciones de cantos.

Las facies distales del abanico consisten en areniscas y lutitas con estratificación horizontal fina y «ripples» ascendentes o de oscilación. Presentan alineaciones horizontales de pequeños cantos, suaves canalizaciones, grietas de desecación, pseudomorfo de evaporitas y nódulos de yeso.

Las paleocorrientes medidas en el flanco sur del anticlinal de Peralta se dirigen hacia el W/NW, aproximadamente paralelas a su eje (Fig. 5).

La ausencia de estratificación cruzada, imbricaciones de cantos y cuerpos canalizados, junto con el predominio de la estratificación horizontal, sugiere que la mayor parte del abanico se hallaba dominada por procesos de avenida en lámina. El reducido espesor de los estratos, junto con la escasa distancia (3 km) en que se pasa de las facies proximales a las distales, indica que se trata de un abanico de reducidas dimensiones y alto gradiente.

Fm de Yesos de Barbastro

Es una formación evaporítica cuyo límite superior es marcadamente isócrono en el flanco sur del anticlinal de Barbastro, pero es muy heterócrono hacia el norte y noreste de esta estructura. Su espesor es variable y difícil de estimar en superficie, a causa de su gran deformación. Hacia el norte se interdigita con las formaciones clásticas de Salinar y Peralta (Figs. 4 y 7), cuyo espesor total supera los 1300 m. En el sondeo Monzón-1, la Fm de Barbastro tiene 810 m y se adelgaza progresivamente hacia el sur (Quirantes, 1969, 1978).

Comprende un conjunto de yesos blanquecinos muy plegados con intercalaciones de lutitas grises y en menor proporción capas finas de areniscas, margas y calizas, especialmente a techo de la formación. Se ha reconocido la presencia de halita en diversos sondeos efectuados por Sales Monzón S.A. entre Azanuy y el río Cinca. Los niveles de yeso aflorantes presentan litofacies nodulares y textura alabastrina, siendo frecuentes las estructuras enterolíticas. Las litofacies laminadas son menos frecuentes. El conjunto

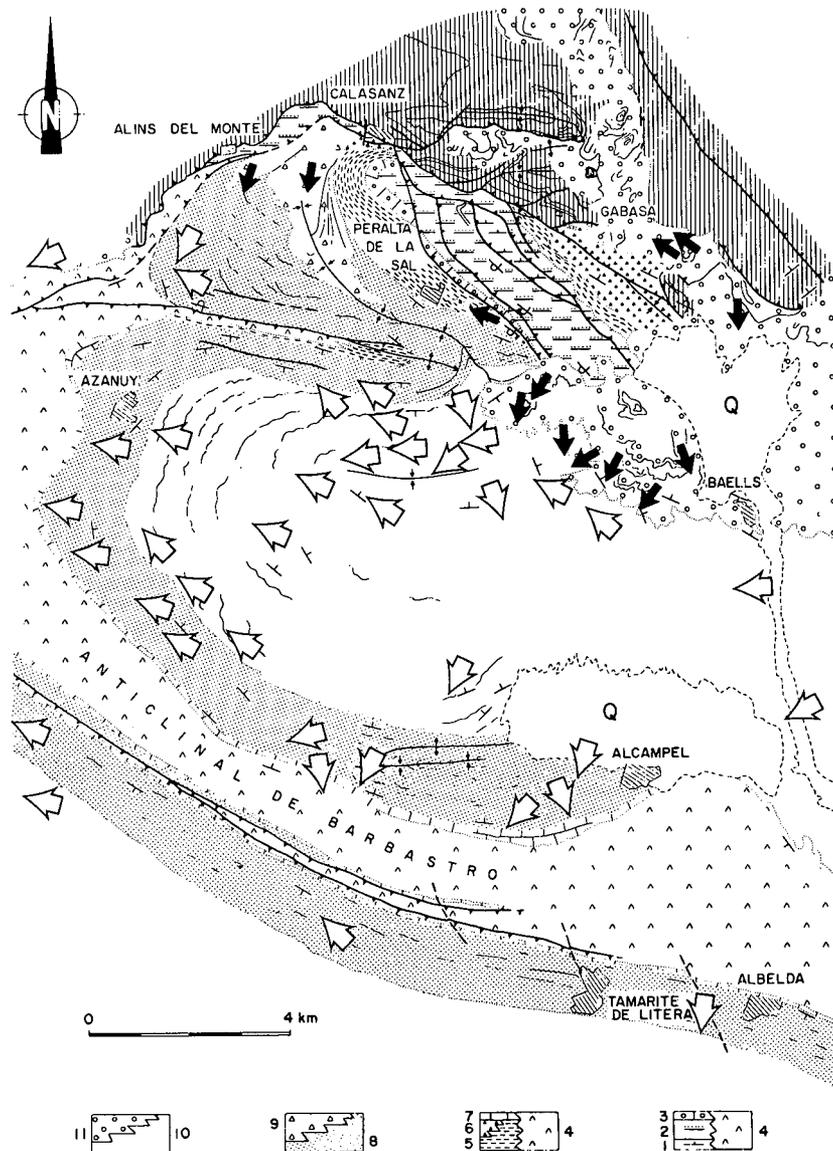


Figura 5.- Mapa de Paleocorrientes. Las flechas negras muestran las paleocorrientes de los pequeños abanicos aluviales con área fuente en las Sierras Marginales. Las flechas blancas muestran las paleocorrientes de los abanicos siliciclásticos. Misma leyenda que en la figura 2.

Figure 5.- Map showing paleocurrent patterns. Black arrows show paleocurrents of the small fans attached to the Sierras (calcareous source area). White arrows show paleocurrents of the siliciclastic fluvial fans. Same key as in figure 2.

se interpreta como un sistema deposicional de lago salino efímero.

2.3- Complejo Sedimentario de Peraltila

Está formado por dos sistemas deposicionales: a) Un abanico aluvial de pequeñas dimensiones procedente de las Sierras Marginales (**Fm de Calasanz**); y b) Un abanico fluvial de grandes

dimensiones, con área fuente en la Zona Axial pirenaica (**Fm de Peraltila**).

Fm de Conglomerados, areniscas y lutitas de Calasanz

Aflora principalmente en el sinclinal de Alins (Fig. 2), donde alcanza un espesor máximo de 600 m. Comprende una serie de conglomerados calcáreos, areniscas y lutitas, de características similares a la Fm de

Peralta. Se diferencia de esta última en una mayor proporción de cuerpos canalizados y en la ausencia de facies finas distales, puesto que se interdigita con los paleocanales y lutitas de la Fm de Peraltilla. Su límite inferior es neto, encontrándose los cuerpos conglomeráticos de esta formación sobre las facies finas de la Fm de Peralta. Al oeste de Peralta de la Sal presenta un único ciclo de progradación-retrogradación (Fig.2).

Fm de Peraltilla

Se trata de una formación esencialmente siliciclástica de origen fluvial. Consiste en una sucesión de paleocanales de areniscas y conglomerados intercalados entre lutitas rojizas o pardas de llanura de inundación, con niveles de paleosuelos. Su espesor en el flanco sur del anticlinal de Barbastro es de unos 950 m medidos en el corte del río Cinca.

En el anticlinal de Peralta su límite inferior viene marcado por la aparición de paleocanales conglomeráticos sobre las facies finas laminadas de la Fm de Peralta. Hacia el sur, el contacto se manifiesta por el desarrollo de facies aluviales distales sobre las calizas lacustres del techo de la Fm de Barbastro.

En el flanco norte del sinclinal de Azanuy, los paleocanales son muy conglomeráticos, con cantos poligénicos bien rodados de área fuente paleozoica o permo-triásica. El relleno es multiepisódico con abundantes barras de gravas y cicatrices de erosión. Hacia el flanco sur del sinclinal los paleocanales son esencialmente arenosos, con depósitos residuales de conglomerados muy desarrollados. Las facies son características de cauces trezados. En el flanco sur del anticlinal de Barbastro, los paleocanales son esencialmente arenosos, con cantos esporádicos en algunas cicatrices de erosión. Por lo general presentan características de cauces estables de baja sinuosidad. No obstante se encuentran también cuerpos de morfologías convexas y canales asimétricos con superficies de acreción lateral, atribuibles a cauces sinuosos. La sucesión muestra una tendencia general progradacional, con paleocanales más potentes y extensos hacia la parte media-alta de la sucesión. Hacia el E y el NW pasan a cuerpos arenosos tabulares de características más distales. Este cambio lateral es ligeramente oblicuo a la dirección de las paleocorrientes, que muestran una dispersión entre SSW y WNW (Fig. 5).

La distribución de las facies y paleocorrientes, junto con las características sedimentológicas descritas, permite interpretar al conjunto de la Fm de Peraltilla como un abanico terminal (en el sentido de Friend, 1989), de grandes dimensiones y predominio de transporte fluvial (Macías *et al.*, 1986-1987). Su área fuente se sitúa en el Pirineo Axial y su zona apical se localiza en las proximidades de la localidad de Baells.

2.4- Complejo Sedimentario de Sariñena

Al igual que el C. S. de Peraltilla, está formado por: a) Sistemas aluviales de pequeñas dimensiones, procedentes de los relieves de las Sierras Marginales (Fm de Baells); y b) un abanico fluvial de grandes dimensiones, con área fuente en el Pirineo Axial (Fm de Sariñena).

Fm de Conglomerados, areniscas y lutitas de Baells

Consiste en un conjunto de conglomerados, areniscas y lutitas de origen aluvial y facies muy parecidas a las de la Fm de Calasanz. En el flanco norte del sinclinal de Azanuy se interdigita con la parte media y alta de la Fm de Sariñena, mostrando una tendencia progradante. Su espesor al NW de Baells es de 240 m. Las paleocorrientes muestran una dispersión S-SW (Fig. 5). Al norte del sinclinal de Azanuy yace en discordancia angular sobre las formaciones infrayacentes solapando a las Sierras Marginales, donde los pequeños abanicos se adaptan a la morfología generada por el crecimiento de las estructuras.

Fm de Sariñena

Es una formación siliciclástica fluvial de características semejantes a la Fm de Peraltilla. Constituye la formación más alta que aflora en este sector y su espesor supera el millar de metros en el sinclinal de Azanuy. Su límite inferior se ha situado clásicamente (Crusafont *et al.*, 1966) en la prolongación fotogeológica de la discordancia de Santa Cilia por el flanco sur del anticlinal de Barbastro. El límite propuesto en este trabajo está por debajo del límite clásico y se manifiesta sobre el terreno por un cambio de las facies fluviales en la vertical: mientras que en el flanco sur del anticlinal de Barbastro los paleocanales de la Fm de Peraltilla son arenosos, de dimensiones modestas y tienen características de cauces rectos o sinuosos; los paleocanales de la Fm de Sariñena son arenoso-conglomeráticos, más extensos y presentan características de relleno de cauces trezados.

Al igual que el abanico de Peraltilla, las facies más proximales se encuentran en el sinclinal de Azanuy. Consisten en paleocanales de relleno multiepisódico, con grandes barras de gravas y depósitos de desbordamiento muy desarrollados. Estas facies fluviales contrastan con las facies de la Fm de Peraltilla, especialmente en el flanco sur del sinclinal donde los paleocanales son más arenosos y en general de dimensiones más modestas. La entrada del abanico se situó entre las localidades de Baells y Alcampel. Las paleocorrientes muestran una dispersión entre SSE y WNW (Fig. 5), siendo más frecuentes las paralelas al eje del sinclinal de Azanuy. Interpretamos que el desarrollo sinsedimentario de esta estructura (ver capítulo 3), condicionó el

trazado de la red fluvial, ello implica que la sedimentación debió compensar la inclinación progresiva del eje del pliegue contraria al sentido de las paleocorrientes.

2.5- Edades

No hay datos bioestratigráficos procedentes del área de estudio, por lo que las asignaciones de edad se han efectuado por correlación cartográfica con los yacimientos de Peraltilla y Santa Cilia.

El horizonte inferior de correlación lo constituye el techo del Eoceno marino, representado por la Fms. de Igualada y Cardona, esta última atribuida al Priabonense medio-superior (Riba *et al.*, 1975 a, b)

El yacimiento de Peraltilla se sitúa en las calizas del techo de la Fm de Barbastro, en las que Reille (1971) cita carófitas típicas del Oligoceno inferior. En las mismas calizas Alvarez Sierra *et al.*, (1987) reconocen fauna de vertebrados perteneciente a su unidad «R», Zona de *Theridomys major* de Agustí *et al.*, (1987), situada en la parte inferior del Estampiense medio por Feist *et al.*, (1991).

El yacimiento de Santa Cilia (Crusafont *et al.*, 1966) es la referencia de correlación más alta. Contiene fauna perteneciente a la «subdivisión X» del intervalo «límite Oligoceno-Mioceno» según la escala de Alvarez Sierra *et al.*, (1987). Este yacimiento se encuentra en la Fm de Sariñena bastante por encima del límite entre las formaciones de Peraltilla y Sariñena aquí definido.

A partir de estos datos, la edad de las formaciones de Salinar, Peralta y Yesos de Barbastro está comprendida entre el Priabonense superior y el Estampiense medio, donde se sitúa el límite inferior de la Fm de Peraltilla. La base de la Fm de Sariñena se sitúa de forma imprecisa en el Chattienense.

2.6- Comparación con el margen pirenaico catalán

El esquema estratigráfico de la figura 6 muestra una transversal similar al de la figura 3. Se ha obtenido a partir de la lectura de las cartografías MAGNA publicadas (Riba *et al.*, 1975 a, b). Se han comparado ambos esquemas tomando como horizontes de correlación el techo del Eoceno marino y la base de la Fm

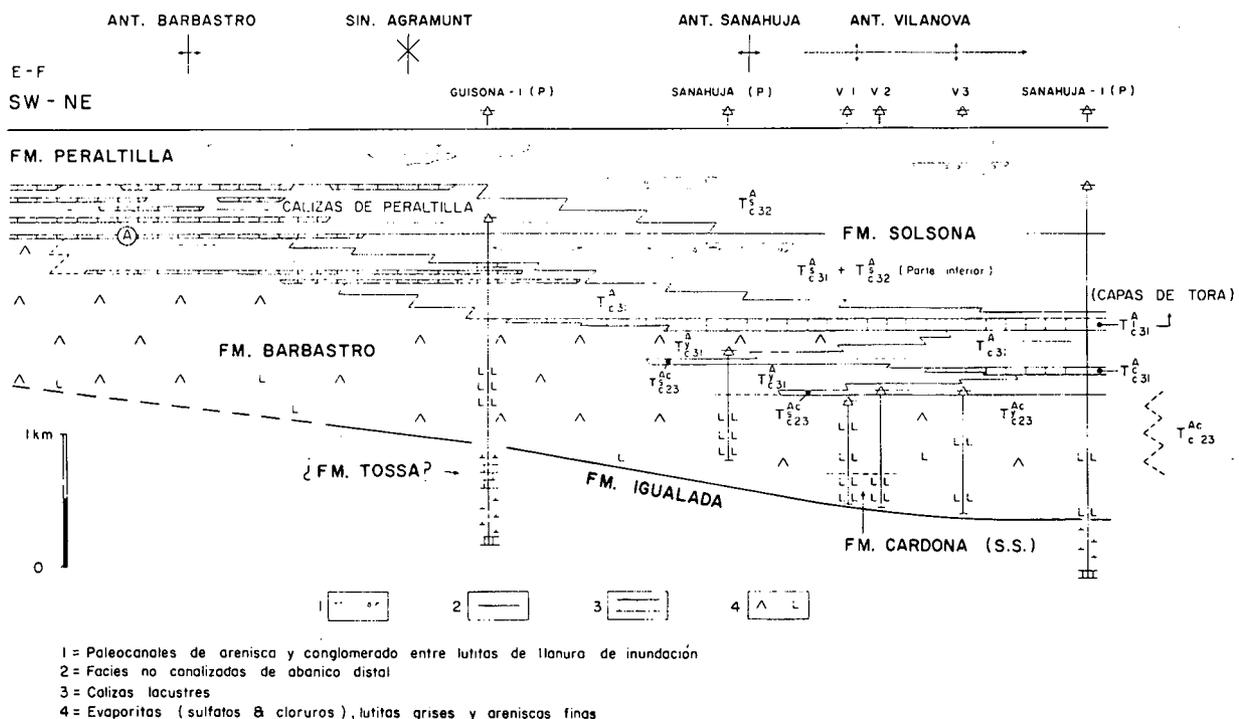


Figura 6.- Esquema estratigráfico del Margen Pirenaico Catalán (para localización ver figura 1), mostrando las relaciones entre las distintas unidades litostratigráficas. Las siglas corresponden a la leyenda del Mapa Geológico Nacional, hoja nº 329 (Pons). La sigla TAc-c23 pertenece a la hoja nº 330 (Cardona).

Figure 6.- Stratigraphic sketch of the Catalan Pyrenean Margin (see figure 1 for location), showing relationships between the different lithostratigraphic units. The symbols corresponds with the key of the Mapa Geológico Nacional, sheet 329 (Pons). The symbol TAc-c23 belongs to the sheet 330 (Cardona).

de Peraltila, que se sigue en el flanco sur del anticlinal de Barbastro.

Los dos esquemas muestran una serie de cuñas clásticas de progradación-retrogradación aluvial con tendencia general progradante, que se interdigitan hacia el sur con las evaporitas y lutitas grises de la Fm de Barbastro. Los máximos de retrogradación quedan marcados por el desarrollo de calizas lacustres extensivas.

Las calizas del techo de la Fm de Barbastro (Fig. 3) se siguen cartográficamente por el flanco sur del anticlinal de Barbastro y corresponden al nivel calizo «A» de la figura 6, citado como «asociación litológica 1» por Macías *et al.*, (1986-87). Constituye un nivel lacustre continuo que no se interdigita con los terrígenos de la Fm de Peraltila. En el área estudiada por debajo de estas calizas se encuentra la Fm de Peralta, mientras que en el sinclinal de Agramunt (Figs. 1 y 6) por debajo de ellas se encuentra un sistema fluvial progradante formado por la unidad TAsc31 y la parte inferior de la TAsc32. Ambas unidades junto con la Fm de Peralta constituyen los sistemas terrígenos más altos que pasan en lateral a los yesos de la Fm Barbastro.

En base a la relación cartográfica anteriormente descrita, parece razonable correlacionar las calizas del techo de la Fm Salinar con el importante nivel lacustre TA1c31 «capas de Torá», en el sentido de Riba (*op. cit.*). Ello está en desacuerdo con Sáez (1987) que correlaciona la Fm de Torá con las calizas de la base de la Fm de Peraltila, cuando estas últimas se sitúan muy por encima estratigráficamente.

3- ESTRUCTURA

El antepaís deformado se extiende desde el cabalgamiento de las Sierras Marginales hasta el flanco sur del anticlinal de Barbastro (Figs. 2 y 7). Se caracteriza por el desarrollo de pliegues despegados. De sur a norte: anticlinal de Barbastro, sinclinal de Azanuy, anticlinal de Altarriba, sinclinal de Alíns del Monte y anticlinal de Peralta. Los cuatro últimos tienen poca continuidad lateral.

Anticlinal de Barbastro

Su traza axial está orientada NW-SE. Tiene un núcleo evaporítico muy plegado, formado por las formaciones de Barbastro y quizás también la Fm de Cardona. Sus flancos son bastante simétricos y están formados por las formaciones de Peraltila y Sariñena. El flanco sur está complicado por un sistema de fallas inversas de pequeño salto vergentes hacia el norte, que superponen la parte alta de la Fm de Yesos de Barbastro sobre el tramo inferior de la Fm de Peraltila. Se interpretan como fallas de flanco que acomodan el plegamiento de estas dos formaciones con distinta

competencia. Por contra, Martínez-Peña y Pocoví (1988) interpretan esta estructura como «la imbricación frontal de un cabalgamiento vergente al sur que se amortigua en el núcleo del anticlinal» (cabalgamiento de San Esteban de Litera).

Al sur de Alcampel, en el flanco norte del anticlinal se observa una interferencia con un anticlinal de dirección N-S, donde los términos altos de la Fm de Sariñena erosionan a la Fm de Peraltila y la parte alta de los Yesos de Barbastro.

El anticlinal de Barbastro se interpreta como un pliegue formado por «buckling» sobre una superficie de despegue, con el núcleo engrosado por acumulación de evaporitas. En otros cortes apoyados en datos de geofísica (Riba *et al.*, 1975 a, b; Cámara y Klimowitz, 1985) el despegue se ha situado a techo del Eoceno marino.

Sinclinal de Azanuy

Es un sinclinal laxo cuyo flanco sur enlaza con el anticlinal de Barbastro y su flanco norte con los anticlinales de Altarriba y Peralta (Fig. 2). El eje presenta inmersión hacia el este, dejando al oeste de Azanuy una zona de culminación donde aflora extensamente la Fm de Barbastro (Pardo y Villena, 1979). El sinclinal queda dibujado como un pliegue paralelo por la Fm de Peraltila, mientras que la Fm de Sariñena es contemporánea con su desarrollo y lo supratenua (en el sentido de Anadón *et al.*, 1986). El mayor espesor de la Fm de Sariñena en el flanco meridional del sinclinal le confiere una forma asimétrica (Fig. 7), que implica un desplazamiento progresivo del depocentro sedimentario y del eje de la estructura. Esto se interpreta como un levantamiento más importante del flanco meridional (anticlinal de Barbastro) que el flanco septentrional (anticlinal de Altarriba). De forma análoga, un corte paralelo al eje de la estructura muestra un aumento de espesor de la Fm de Sariñena hacia el este, relacionado con una disposición en abanico de capas poco abierto. Ello se interpreta como el resultado de la inclinación sinsedimentaria del eje del pliegue hacia el este.

La convergencia cartográfica de capas de la Fm de Sariñena sobre la Fm de Peraltila en ambos flancos del sinclinal de Azanuy (Fig. 2), se interpreta como relaciones de «onlap» asociadas a discordancias progresivas y relacionadas con el levantamiento de los flancos. Con esta geometría cabe la posibilidad de una erosión poco importante a techo de la Fm de Peraltila, difícilmente reconocible debido al carácter fluvial de ambas formaciones.

Anticlinal de Altarriba.

Está situado al sur de Peralta de la Sal (Fig. 2). Es un pliegue isoclinal de traza axial aproximadamente

E-W, con una terminación periclinal hacia el este. Su núcleo está formado por evaporitas de las formaciones Cardona? y Barbastro. La parte alta de esta última está plegada isoclinalmente y es paralela a las capas externas de la estructura formadas por la Fm de Peraltilla. La deformación en los flancos está acomodada por tres fallas subverticales, la más próxima al núcleo es una falla inversa de vergencia norte y las dos externas se sitúan en los flancos, separando segmentos con distinta inclinación. Por sus características puede interpretarse como un pliegue despegado de tipo «lift-off» (Mitra y Namson, 1989).

Sinclinal de Alins del Monte

Su traza axial es aproximadamente NW-SE y está curvada adaptándose a las terminaciones periclinales en sentidos opuestos de los anticlinales de Peralta y Altarriba. En las proximidades de Alins del Monte (Fig. 2) se observa una interferencia con un sinclinal de dirección NE-SW relacionado con el aplastamiento contra el cabalgamiento inferior de las Sierras, que aquí se halla verticalizado y describe una rampa lateral.

Anticlinal de Peralta

Constituye el pliegue más septentrional del antepaís en esta transversal (Figs. 2 y 7). Es un anticlinal apretado, con un plano axial de dirección NW-SE inclinado hacia el norte y cuyo eje se hunde hacia el NW. La Fm de Peralta describe un abanico de capas poco abierto en la terminación periclinal y el flanco meridional del anticlinal y sobre ella las formaciones de Calasanz y Peraltilla se disponen en marcada discordancia progresiva. Al SE de Peralta de la Sal, el abanico de capas incluye también a las Fms. de Sariñena y Baells. Los términos altos de esta última se disponen subhorizontales en discordancia angular sobre los flancos verticalizados del anticlinal, aunque en su flanco norte el plano de discordancia se halla plegado en un sinclinal laxo, indicando un reapretamiento tardío del anticlinal de Peralta.

El núcleo está posiblemente formado por una acumulación lutítico-salina, cuyos primeros 150 m han sido cortados en el sondeo realizado por Salpura S.A. citado en el apartado de estratigrafía.

El anticlinal de Peralta está cortado en sus dos flancos por un sistema imbricado de cabalgamientos de traza cartográfica subvertical y dirigidos hacia el sur. En la cartografía (Fig. 2) el cabalgamiento principal de este sistema pone en contacto el techo vertical o invertido de la Fm de Salinar en el flanco norte, con la base invertida de esta misma formación en el flanco sur. Esta disposición puede explicarse suponiendo una trayectoria del cabalgamiento aproximadamente perpendicular al eje «kink» del flanco norte (Fig. 7). El

cabalgamiento principal se entronca lateralmente hacia el NW con otros de traza arqueada y menor desplazamiento, que suprimen serie estratigráfica y a veces llevan asociados pliegues menores de arrastre encarados hacia abajo («downward facing folds»).

El sistema de cabalgamientos descrito corta los flancos y la charnela del anticlinal de Peralta, lo que demuestra que es posterior al desarrollo del pliegue, pero anterior a la sedimentación de los términos altos de la Fm de Baells que lo fosiliza.

Lámina cabalgante de las Sierras Marginales

Ha sido estudiada regionalmente por Pocoví (1978) y la zona occidental que concierne más a este trabajo, por Martínez-Peña (1991).

Se describen a continuación las dos escamas más meridionales, mostradas en el corte geológico y en la cartografía (Figs. 2 y 7). Están formadas por los siguientes materiales: calizas, arcillas y yesos del Muschelkalk; arcillas, yesos y ofitas del Keuper; calizas laminadas del Lías (sólo localmente); areniscas y lutitas versicolores del Senoniense; calizas y lutitas versicolores en facies «garum»; calizas con alveolinas del Eoceno. Esta serie aumenta progresivamente de potencia hacia el norte y sobre ella se sitúan discordantes los conglomerados de Baells.

La escama de San Quílez es la más septentrional y se superpone sobre la de Zurita cortando fuera de secuencia al cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales. Tiene una estructura anticlinal vergente hacia el suroeste con el flanco meridional invertido y fallado. Los conglomerados de Baells se disponen en discordancia progresiva sobre este flanco inverso y también sobre la escama de Zurita que se plegaba sincrónicamente. Como resultado los conglomerados de Baells adquirieron una estructura sinclinal con discordancias progresivas en ambos flancos. Los términos altos de estos conglomerados supratenuan el sinclinal y fosilizan el cabalgamiento.

El límite norte de la escama de San Quílez es una falla vertical que pone en contacto las calizas Senonienses con el Triásico medio-superior del sinclinal de Estopiñán. Esta falla afecta a los conglomerados de Baells en su prolongación hacia el NW (Martínez-Peña, 1991).

La escama de Zurita tiene estructura monoclinale con elevada inclinación hacia el NE. Al sur está limitada por el cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales que aflora verticalizado o invertido a nivel del Keuper. El cabalgamiento corta al bloque inferior en rampa suave a techo de la Fm de Salinar e incrementa el ángulo de corte en la Fm de Peralta.

4- DISCUSION DEL CORTE GEOLOGICO

El corte geológico ofrece una imagen del sistema de cabalgamientos que puede ser relacionada con la progresión de la deformación en el frente de la cadena. Su traza es N-S y NE-SW, transversa a las estructuras, pero oblicua a la dirección de transporte NNE-SSW asumida en la Unidad Surpirenaica Central (Seguret, 1972). Se ha buscado con ello atravesar zonas con variada relación sintectónica.

Otros cortes de la Unidad Surpirenaica Central realizados con la ayuda de sondeos muestran que la lámina de las Sierras Marginales cabalga un prisma de sedimentos paleógenos (Cámara y Klimowitz, 1985; Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Vergés y Muñoz, 1990).

Martínez-Peña y Pocoví (1988) realizan un corte próximo al de la figura 7, mostrando que para llenar el espacio entre el cabalgamiento inferior de las Sierras y el cabalgamiento basal, el prisma cabalgado necesita un espesor muy superior al de los sedimentos que afloran en el antepaís. Solucionan el problema engrosando diapíricamente todo el prisma.

En el corte geológico propuesto (Fig. 7), el cabalgamiento basal pirenaico se ha trazado como un extenso rellano a techo del Eoceno superior marino y su pendiente se ha acotado con la construcción en profundidad del corte y los sondeos Monzón-1 y Monesma-1. Se ha considerado que el prisma cabalgado por las Sierras Marginales está formado por sedimentos aluviales equivalentes de la potente serie terrígena que aflora en el anticlinal de Peralta. El espesor medio de este prisma (2 km) resulta todavía insuficiente para resolver el problema de espacio bajo las Sierras. La solución adoptada va unida al problema de entroncar los cabalgamientos que cortan fuera de secuencia al anticlinal de Peralta y a la lámina de las Sierras Marginales. Enraizándolos en el cabalgamiento basal puede engrosarse de forma satisfactoria el prisma cabalgado solucionándose el problema de espacio.

El cabalgamiento que corta fuera de secuencia a las Sierras Marginales se ha trazado con una trayectoria que coincide en parte con el cabalgamiento inferior de las Sierras. Con esta disposición puede explicarse la generación o reapretamiento de pliegues descrita en la lámina de las Sierras y la acumulación de Triásico superior al norte del sinclinal de Estopiñán.

La terminación septentrional del prisma cabalgado depende de cómo se trace en el corte geológico el incremento de espesor de la serie mesozoica hacia el norte. Martínez-Peña y Pocoví (1988) no incrementan sustancialmente la serie mesozoica en el bloque inferior del cabalgamiento del Montsec y en consecuencia entroncan el cabalgamiento inferior de las Sierras Marginales a mitad de la rampa del Montsec.

En la interpretación del corte ECORS (Muñoz, 1988) y en este trabajo (Fig. 7) se ha aumentado progresivamente hacia el norte la serie mesozoica bajo la rampa del cabalgamiento del Montsec. En consecuencia el cabalgamiento inferior de las Sierras se entronca directamente con el cabalgamiento basal y el prisma cabalgado termina cortado en rampa con una inclinación próxima a los 20 grados.

El corte geológico se ha retrodeformado por el método de la longitud de las líneas y en el caso del anticlinal de Barbastro por conservación del área, respetando la secuencia de deformación deducida a partir de los sedimentos sinorogénicos. Sin embargo como el corte es oblicuo a la dirección de transporte los valores de acortamiento obtenidos deben tomarse sólo como indicativos. Los acortamientos son los siguientes: anticlinal de Barbastro = 6 km; anticlinal de Peralta = 5 km; cabalgamientos que cortan al anticlinal de Peralta y a las Sierras Marginales = 5.5 km; lámina cabalgante de las Sierras Marginales = 21.5 km.

5- PROGRESION DE LA DEFORMACION DEDUCIDA A PARTIR DE LOS SEDIMENTOS SINOROGENICOS

La figura 8 resume la propagación de la deformación en relación con los complejos sedimentarios definidos. La Fm de Calasanz es la última formación cabalgada por las Sierras Marginales y presenta facies aluviales muy proximales con litologías procedentes de las Sierras. Ello implica que su sedimentación se realizó durante el emplazamiento final de la lámina cabalgante. En consecuencia parece razonable que la mayor parte de su desplazamiento haya sido contemporáneo con la sedimentación de las Fms. de Salinar y Peralta.

Hacia el final de emplazamiento de la lámina de las Sierras se inició la deformación del antepaís sobre un despegue no emergente situado a techo del Eoceno marino. En base a la restitución parcial del corte geológico (Fig. 7 corte 2), se interpreta que el cambio de nivel de despegue se produjo cuando el engrosamiento de la serie mesozoica bajo el sinclinal de Ager cabalgaba la terminación en rampa del prisma sedimentario de Salinar. En esta situación, la dificultad para el ascenso de la potente serie mesozoica del Montsec sobre la rampa, tendría como consecuencia la deformación del antepaís mediante la propagación por un nivel de despegue favorable.

La propagación del cabalgamiento basal a techo del Eoceno marino, se pone de manifiesto por la formación de un tren de pliegues cuya edad de crecimiento se solapa en parte, pero que son progresivamente más modernos hacia el antepaís:

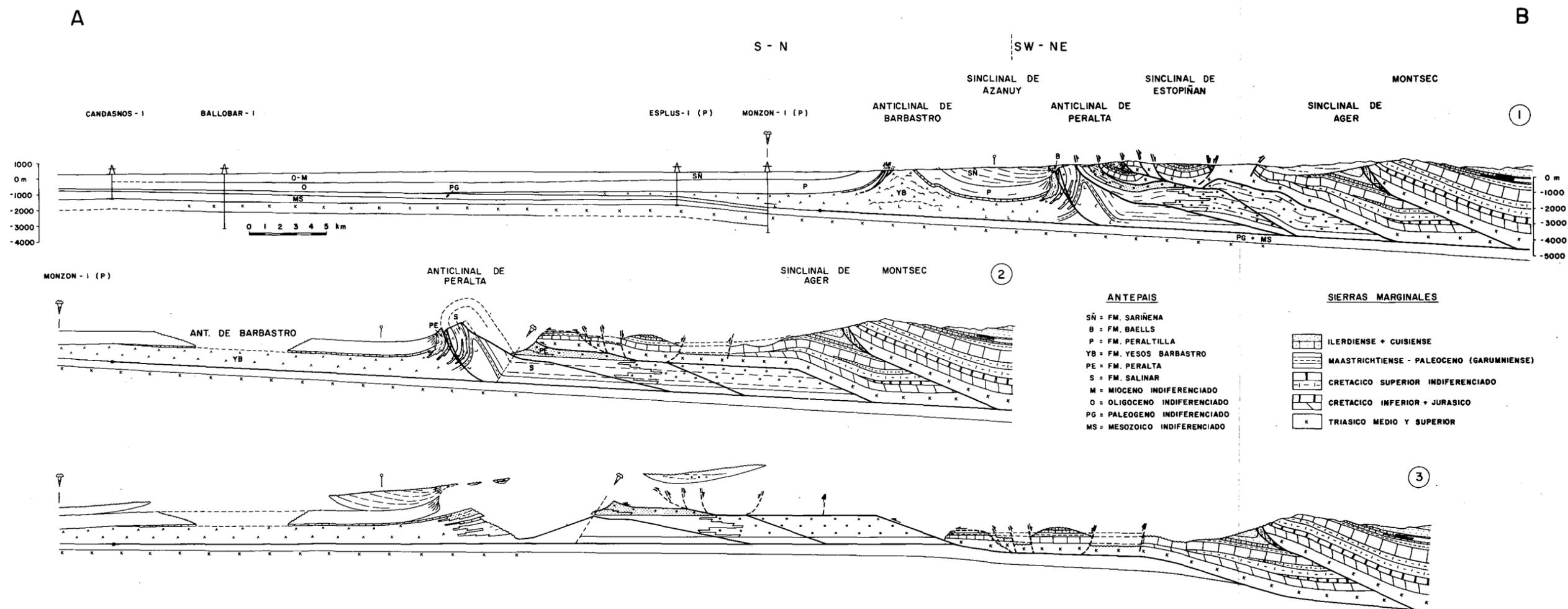


Figura 7.- 1 = Corte geológico a través de las Sierras Marginales occidentales y el margen norte de la cuenca del Ebro (ver figuras 1 y 2 para localización); 2 = Restitución del corte antes de la deposición del complejo sedimentario de Sariñena; 3 = Restitución del corte al inicio del complejo sedimentario de Salinar, mostrando la posición de las futuras cuencas.

Figure 7.- 1 = Geological cross section through the western Sierras Marginales and the northern margin of the Ebro basin. 2 = Partially restored section before deposition of Sariñena systems tract. 3 = Partially restored section at the beginning of the Salinar systems tract, showing the position of the future basins.

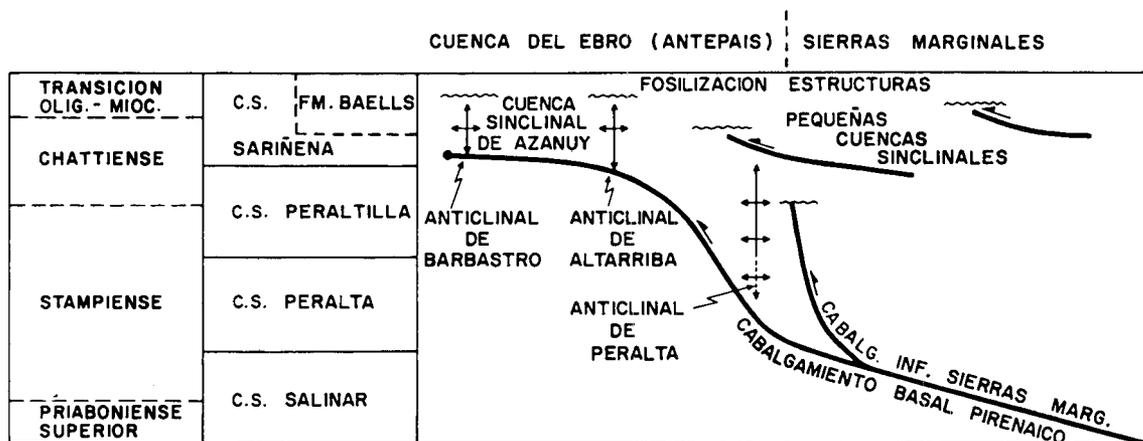


Figura 8.- Diagrama espacio-tiempo que muestra la propagación de la deformación en relación con los complejos sedimentarios.

Figure 8.- Time-space diagram showing the propagation of the deformation and the relationships with the systems tracts distinguished.

Anticlinal de Peralta.- Posiblemente se inicia durante la sedimentación de la Fm de Peralta (abanico de capas poco abierto), pero su principal crecimiento se realiza durante la sedimentación de la Fm de Peraltila como muestra la marcada discordancia progresiva en su flanco sur. Se atenúa durante la deposición de la Fm de Sariñena, que lo fósiliza.

Sinclinal de Azanuy y anticlinales de Altarriba y Barbastro.- Su crecimiento coincide con el inicio de la sedimentación de la Fm de Sariñena, como muestran las discordancias progresivas en sus flancos y las paleocorrientes paralelas al eje.

La parte alta de la Fm Sariñena se deposita sincrónicamente con el desarrollo de nuevos cabalgamientos hacia el traspaís («hinterland»), que cortan fuera de secuencia al anticlinal de Peralta y a la lámina de las Sierras Marginales. Las estructuras formadas quedan finalmente fósilizadas por la parte alta de la Fm de Sariñena y los conglomerados de la Fm de Baells.

6.- GEOMETRIA DE LOS PRISMAS DE ANTEPAIS

La figura 9 se ha obtenido a partir de la retrodeformación del corte geológico (Fig. 7, corte 3), tomando como «datum» el techo de la Fm de Peraltila. Como en el corte geológico el cabalgamiento basal se ha trazado rectilíneo representando una pendiente media, el engrosamiento de las Fms. de Salinar y Peralta que se observa en el flanco sur del anticlinal de Peralta muestra una morfología positiva. Lógicamente este engrosamiento se ha acomodado en la figura 9 mediante una flexión del sustrato.

En la figura 9 se aprecia que los prismas sedimentarios están apilados de forma escalonada hacia el antepaís. Los prismas de Salinar y Peralta tienen for-

ma de cuña que se abre hacia el traspaís, donde quedan confinados los sistemas aluviales ocupando la zona más subsidente del surco flexural.

La Fm de Peraltila mantiene un espesor prácticamente constante en el área cartografiada. El prisma sedimentario de Peraltila es más tabular y extenso hacia el antepaís que los anteriores, indicando una subsidencia más homogénea. Esta situación se relaciona con el fin del emplazamiento de la lámina de las Sierras y el incremento de la deformación en el antepaís. En esta etapa se totaliza poco acortamiento en el frente surpirenaico.

El prisma sedimentario de Sariñena tiene nuevamente forma de cuña que se abre hacia el norte. La subsidencia diferencial permite la acumulación de una columna sedimentaria más potente en el sinclinal de Azanuy que en el flanco sur del anticlinal de Barbastro. La cantidad de subsidencia supera la elevación de las Sierras producida por los cabalgamientos fuera de secuencia. Como consecuencia la sedimentación se expande sobre el anticlinal de Peralta y las Sierras Marginales, dando las extensas discordancias angulares características de esta formación.

7.- CAUSAS DEL RELEVO DE LOS COMPLEJOS SEDIMENTARIOS

La Fm de Salinar no muestra relaciones sintectónicas con las estructuras observadas en el área estudiada. Esta formación aflora únicamente en facies distales y su ciclicidad no puede relacionarse de manera obvia con el emplazamiento de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales. El potente intervalo retrogradante que caracteriza la parte alta de la Fm de Salinar puede relacionarse con la progresiva disminución de los aportes clásticos, que terminará con la desaparición

del abanico fluvial. Debido a la progresiva restricción de los aportes, al final del complejo sedimentario de Salinar se alcanzó un estado crítico en que la subsidencia superó la agradación sedimentaria, deprimiendo topográficamente la zona próxima al abanico. El área deprimida puede recargarse de manera más efectiva por aguas freáticas, permitiendo unas condiciones lacustres menos salinas y más perennes. Esta interpretación justifica las calizas del techo de la Fm de Salinar y sus posibles equivalentes en el margen pirenaico catalán, las «Capas de Torá».

El complejo sedimentario de Peralta supone la aparición de un nuevo abanico aluvial con área fuente, dimensiones y facies completamente distintas a la Fm de Salinar. Se inicia con una progradación aluvial, que resulta de la reactivación tectónica del relieve de las Sierras Marginales. Esta situación coincide con la importante progradación fluvial de la Fm de Solsona en el margen pirenaico catalán, que representa una reactivación correlativa del área fuente pirenaica. Las calizas extensivas del techo de la Fm de Barbastro (Figs. 3 y 6) recuerdan un escenario similar al del techo de la Fm de Salinar: la restricción de los aportes clásticos conlleva una disminución de la agradación sedimentaria y permite que la subsidencia deprima topográficamente un área extensa del lago salino, la consiguiente recarga por aguas freáticas habría favorecido condiciones menos salinas.

Después del máximo de restricción de aportes terrígenos del techo del complejo sedimentario de Peralta, se produce una nueva reactivación del área fuente pirenaica (abanicos fluviales de la Fm de Peraltila y de la

parte superior de la Fm de Solsona) y una reactivación sincrónica del relieve de las Sierras Marginales (abanico aluvial de la Fm de Calasanz). El relevo brusco a escala regional de las evaporitas de la Fm de Barbastro por los paleocanales de la Fm de Peraltila, marca la desaparición definitiva del lago salino. Este cambio se debe en parte al incremento de aportes siliciclásticos, pero en el área estudiada se debe sobre todo a la posición del ápice del abanico fluvial de Peraltila muy próximo al lago salino.

El cambio del complejo sedimentario de Peraltila al de Sariñena supone un desplazamiento hacia el sur del sistema fluvial. Como el ápice del abanico de la Fm de Sariñena coincide con el de la Fm de Peraltila (zona entre Baells y Alcampel), interpretamos este desplazamiento como una reactivación del área fuente en la zona axial. El plegamiento del antepaís controla localmente la trayectoria del sistema fluvial como se deduce de las paleocorrientes medidas. Los conglomerados de la Fm de Baells, que se indentan con la parte media-alta de la Fm de Sariñena en el sinclinal de Azanuy, se relacionan claramente con la elevación de lámina de las Sierras por los cabalgamientos fuera de secuencia.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a M.J. Montes su colaboración durante las primeras campañas de campo. La discusión crítica de J. Sanz, A. Teixell, A. Barnolas y dos revisores anónimos ha mejorado sustancialmente el manuscrito original. Agradecemos también a M^a J. Viñuales la delineación de las figuras.

Este trabajo ha sido desarrollado en el marco del proyecto de cartografía MAGNA realizado por el ITGE en la Cuenca del Ebro.

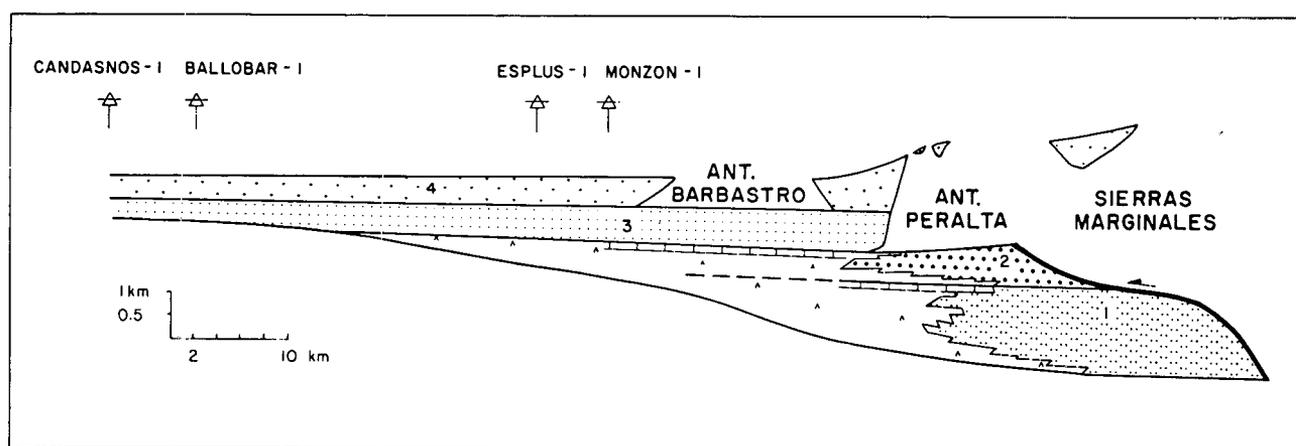


Figura 9.- Esquema que muestra la distribución espacial de los prismas sedimentarios del antepaís y su relación con el cabalgamiento de la Sierras Marginales. Se ha tomado como «datum» la Fm. de Peraltila. 1 = Complejo sedimentario de Salinar; 2 = C. S. de Peralta; 3 = C. S. de Peraltila; 4 = C. S. de Sariñena.

Figure 9.- Sketch showing the stacking of successive foreland wedges and their relationships with the Sierras Marginales thrust. Datum is the Peraltila Fm. 1 = Salinar system tract; 2 = Peralta S. T.; 3 = Peraltila S. T.; 4 = Sariñena S. T.

BIBLIOGRAFIA

- AGUSTI, J., ANADON, P., ARBIOL, S., CABRERA, L., COLOMBO, F. y SAEZ, A., 1987: Biostratigraphical characteristics of the oligocene sequences of north-eastern Spain (Ebro and Campins basins). *Münchner Geowiss. Abh.* (A) 10: 35-42.
- ALVAREZ-SIERRA, M.A., DAAMS, R., LACOMBA, J.I., LOPEZ-MARTINEZ, N. y SACRISTAN-MARTIN, M.A., 1987: Succession of micromammal faunas in the Oligocene of Spain. *Münchner Geowiss. Abh.* (A) 10: 43-48.
- ANADON, P., CABRERA, LL., COLOMBO, F., MARZO, M. y RIBA, O., 1986: Syntectonic intraformational unconformities in alluvial fan deposits, eastern Ebro Basin margins (NE Spain). In: P.A. Allen and P. Homewood, eds. *Foreland basins*. I.A.S. Spec. Publ., 8: 259-271.
- BROWN, L. F. y FISHER, W. L., 1977: Seismic-stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. In C.E. Payton ed. *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*. A.A.P.G. Mem. 26: 213-248.
- CAMARA, P. y KLIMOWITZ, J., 1985: Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica. *Estudios Geol.* 41: 391-404.
- CRUSAFONT, M., RIBA, O. y VILLENA, J., 1966: Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanienses en Sta. Cilia (río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Com. IGME*, 83: 7-13.
- FEIST, M., ANADON, P., CABRERA, L., CHOI, S.J., COLOMBO, F. y SAEZ, A., 1991: La succession des flores de charophytes dans la Tertiaire continental du Bassin de l'Ebre. Comparaison avec la biochronologie des vertébrés. *I Congr. Grup. Esp. del Terciario. Com.*: 120-122.
- FRIEND, P.F., 1989: Space and time analysis of river systems, illustrated by Miocene systems of the northern Ebro basin in Aragon, Spain. *Rev. Soc. Geol. España*, 2: 55-64.
- MACIAS, I., DIAZ MOLINA, M., ESTRADA, R., y RAMPONE, G., 1986-1987: Facies de abanico fluvial en los afloramientos orientales de la Fm Peraltilla. *Acta Geol. Hispánica*, 21-22: 19-26.
- MARTINEZ-PEÑA, M^a. B. y POCOVI, A., 1988: El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geol. Hispánica*, 23: 81-94.
- MARTINEZ-PEÑA, M^a. B., 1991: *La estructura del límite occidental de la Unidad Surpirenaica Central*. Tesis Univ. Zaragoza, 380 p.
- MELLERE, D. y MARZO, M., 1991: Los conglomerados sinorogénicos de la Poble de Segur y sus relaciones con las estructuras tectónicas principales. *I Congr. Grup. Esp. del Terciario. Com.*: 221-224.
- MITRA, S. y NAMSON, J., 1989: Equal-area-balancing. *American Journal of Science*, 289: 563-599.
- MUÑOZ, J. A., 1988: Estructura de las unidades surpirenaicas en la transversal del corte ECORS. *Reun. Extraord. ECORS-Pirineos. Soc. Geol. España-Soc. Géol. France. Guía de Campo*.
- PARDO, G. y VILLENA, J., 1979: Aportación a la Geología de la región de Barbastro. *Acta Geol. Hispánica*, 14: 289-292.
- POCOVI, A., 1978: *Estudio geológico de las sierras Marginales Catalanas (Prepireneo de Lérida)*. Tesis doctoral Univ. Barcelona, 218 p.
- QUIRANTES, J., 1969: *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Tesis Doc. Univ. Granada. Inedita.
- QUIRANTES, J., 1978: Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros. *Inst. «Fernando el Católico» (CSIC). Zaragoza. Tesis Doctorales*, 27:207 p.
- REILLE, J.L., 1971: *Les relations entre tectogénèse et sédimentation sur le versant sud des Pyrénées centrales*. Tesis Doct. Univ. Montpellier. 330 p.
- RIBA, O., MALDONADO, A. y RAMIREZ DEL POZO, J., 1975a: Mapa Geológico de España. 1: 50.000. Segunda Serie, hoja nº 329, Pons IGME.
- RIBA, O., MALDONADO, A. y RAMIREZ DEL POZO, J., 1975b: Mapa Geológico de España. 1: 50.000. Segunda Serie, hoja nº 330, Cardona IGME.
- SAEZ, A., 1987: *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del tránsito Eoceno-Oligoceno del noreste de la cuenca del Ebro*. Tesis Univ. Barcelona.
- SEGURET, M., 1972: Etude tectonique des nappes et séries décolles de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. *Pub. USTELA, sér. Geol. Struct. n. 2, Montpellier*.
- VERGES, J. y MUÑOZ, J. A., 1990: Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, (8), VI, 2, 265-271.