

# EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA DEL PIRINEO MERIDIONAL DURANTE EL TERCIARIO: UNA SÍNTESIS BASADA EN LA TRANSVERSAL DEL RÍO NOGUERA RIBAGORÇANA

A. Teixell<sup>1</sup> y J.A. Muñoz<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra*

<sup>2</sup> *Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, 08028 Barcelona*

**Resumen:** La evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario se resume en una nueva transversal por el valle del Noguera Ribagorçana. La progresión de la deformación alpina en este sector de la cadena se produjo de forma heterogénea, diferenciándose secuencias de propagación hacia el antepaís y secuencias de deformación interna y reactivación. Durante el Paleoceno-Eoceno medio la estructura de la vertiente surpirenaica se caracteriza por una sucesión de pliegues de despegue. Estas estructuras están registradas por ciclos sedimentarios continentales y marinos. Durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior la cuña cabalgante surpirenaica experimentó una rápida traslación sobre el Terciario autóctono de la Cuenca del Ebro, al mismo tiempo que se inició la reactivación de algunas estructuras internas. En esa época comenzó así mismo un enterramiento progresivo del sistema de cabalgamientos por conglomerados aluviales. Durante el Oligoceno y Mioceno inferior, con el frente ya bloqueado, continuó la deformación en el interior de la cuña cabalgante, mediante cabalgamientos fuera de secuencia y retrocabalgamientos. Estas estructuras vinieron acompañadas por los últimos estadios de enterramiento, previos al reinicio de la exhumación del sistema tras el fin de la actividad tectónica.

**Palabras clave:** Tectónica-sedimentación, Terciario, cabalgamientos, reactivación, Pirineos

**Abstract:** The tectonic, erosional and sedimentary history of the south-central Pyrenees during the Tertiary is revised on the basis of a new transect along the Noguera Ribagorçana valley. Structural and stratigraphic features record a non-steady progression of deformation through the south Pyrenean wedge, punctuated by stages of foreland-directed accretion and backward-directed internal deformation and reactivation. Forward propagation by detached buckle folding dominated Paleocene to mid Eocene times, and was registered by marine and continental sedimentary cycles. Most rapid climb and translation of the wedge over the Ebro foreland occurred during the upper Eocene-lower Oligocene, accompanied by an initial break-back reactivation of internal structures. This was associated with a subsidence increase and a progressive burial by alluvial conglomerates. The conglomerates eventually covered the eroded structural relief associated to leading edge of the hinterland basement thrust sheet stack. During the Oligocene and lower Miocene the thrust front was locked, and internal deformation was distributed throughout the south Pyrenean wedge in form of out-of-sequence thrusts and backthrusts. These were accompanied by the last stages of conglomerate burial, and shortly preceded the initiation of a renewed exhumation after the cessation of tectonic activity.

**Key words:** Tectonics-sedimentation, Tertiary, thrust wedges, reactivation, Pyrenees

Teixell, A. y Muñoz, J.A. (2000): Evolución tectono-sedimentaria del Pirineo meridional durante el Terciario: una síntesis basada en la transversal del río Noguera Ribagorçana. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 251-264

El cinturón de cabalgamientos surpirenaico, al sur de la Zona Axial, ha sido objeto desde hace ya tres décadas de numerosos estudios enfocados hacia las relaciones tectónica-sedimentación (Rosell, 1967; Séguret, 1972; Garrido-Mejías, 1973; Cámara y Klimowitz, 1985; Labaume *et al.*, 1985; Puigdefàbregas *et al.*, 1986, 1989, 1992; Mutti *et al.*, 1988; Martínez *et al.*, 1988; Vergés y Muñoz, 1990; Vergés, 1993; Barnolas *et al.*, 1991; Barnolas y

Teixell, 1994; Burbank *et al.*, 1992; Teixell, 1992, 1996; Teixell y García-Sansegundo, 1995; Millán *et al.*, 1995; Hogan y Burbank, 1996; Meigs, 1997). A través de estos trabajos se ha ido adquiriendo de forma progresiva un conocimiento cada vez más preciso del desarrollo cinemático de las estructuras de deformación (pliegues y cabalgamientos) y del modo en que éstas a su vez han influenciado la sedimentación durante el Terciario.

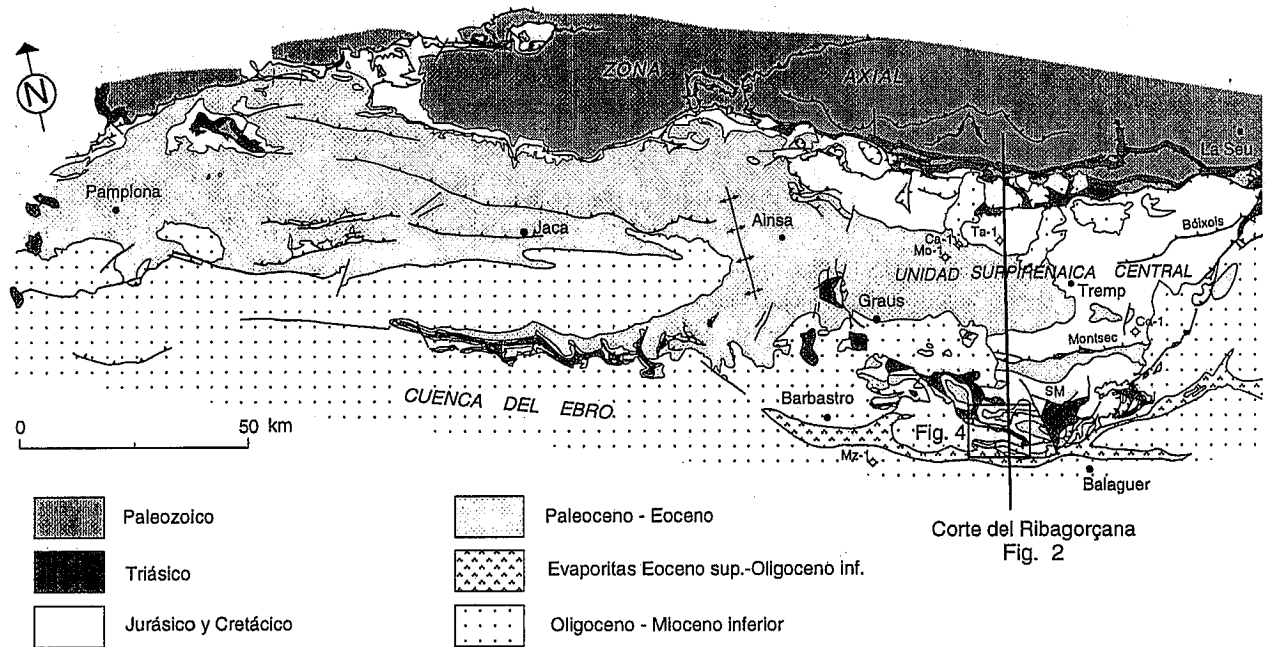


Figura 1.- Mapa geológico de la vertiente surpirenaica central, indicando la situación de la transversal del Noguera Ribagorçana. SM: Sierras Marginales. Sondeos utilizados en este estudio: Ta-1: Tamurcia-1; Ca-1: Cajigar-1; Monesma-1; Co-1: Comiols-1; Mz-1: Monzón-1.

Este trabajo plantea una revisión de los principales acontecimientos deformativos y sedimentarios terciarios, reconstruidos paso a paso a través de un corte geológico de la parte centro-oriental del Pirineo meridional, a lo largo del valle del río Noguera Ribagorçana (Fig. 1). Esta transversal presenta similitudes estructurales con la del perfil ECORS-Pirineos, que discurre 20 km más al este, próxima al valle del Noguera Pallaresa (Cámara y Klimowitz, 1985; Muñoz, 1992; Berastegui *et al.*, 1993; Vergés, 1993), pero muestra una mejor expresión de la cronología progresiva del desarrollo estructural gracias a un registro sedimentario más completo. Los resultados de esta revisión ponen en evidencia que la evolución de la deformación a lo largo del conjunto de la vertiente surpirenaica, lejos de ajustarse a una secuencia simple de propagación de las estructuras hacia el antepais (*piggy-back*), refleja reactivación de estructuras preexistentes simultáneamente tanto a secuencias de propagación hacia el antepais como hacia el traspaís (*break-back sequences*).

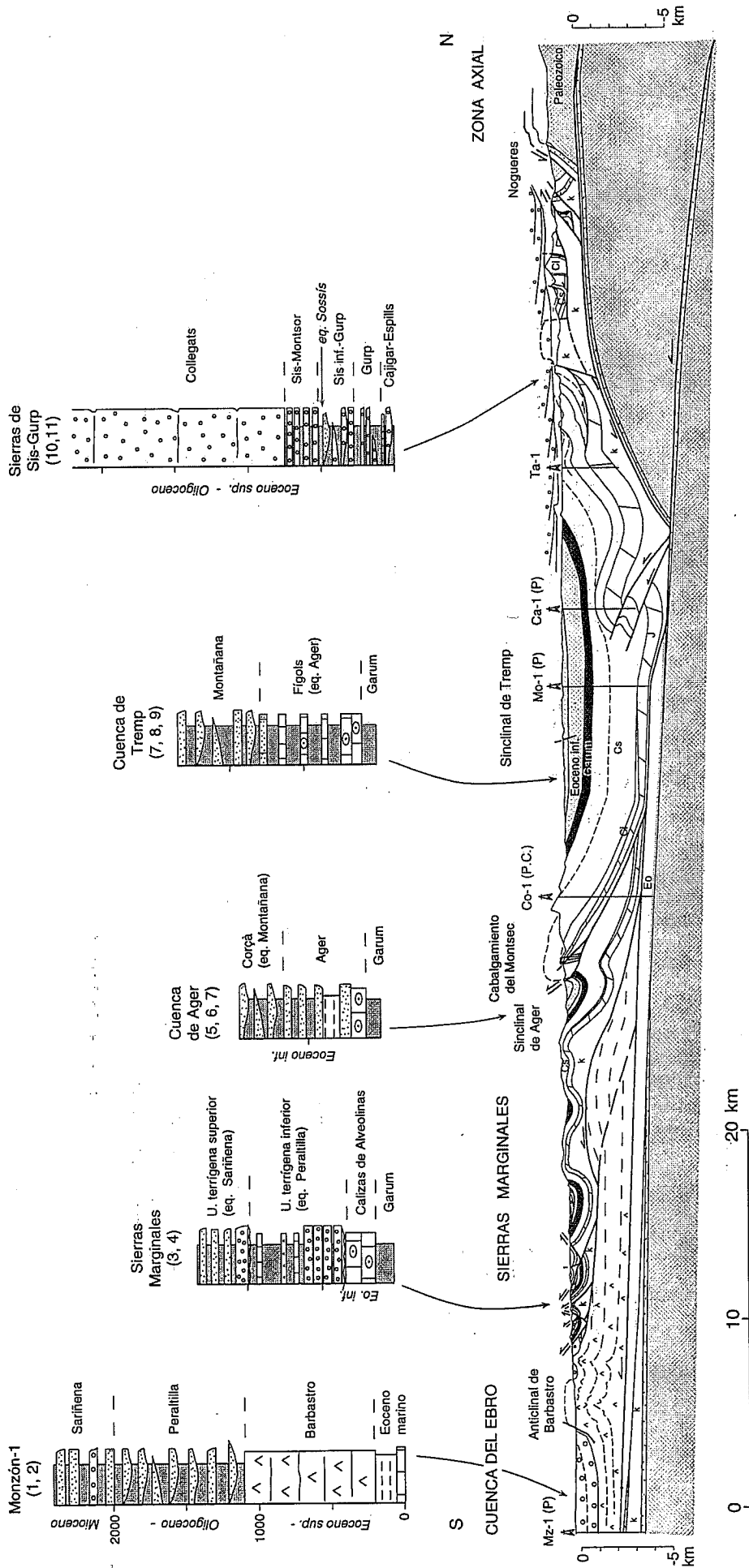
### Rasgos geológicos generales

El valle del Noguera Ribagorçana discurre de norte a sur desde la Zona Axial hasta la Cuenca del Ebro, atravesando la Unidad Surpirenaica Central (USC; Séguret, 1972), conjunto integrado por láminas cabalgantes de cobertera desplazadas hacia el sur que involucran materiales mesozoicos y terciarios (Fig. 1). Como es bien conocido, el nivel de despegue principal de estas unidades cabalgantes se sitúa al nivel de las facies arcillosas y evaporíticas del Triásico. Los cabalgamientos de cobertera surpirenaicos se enraizan hacia el norte en

los cabalgamientos de basamento del apilamiento anti-forme de la Zona Axial.

En la USC se diferencian tres unidades cabalgantes principales; la lámina cabalgante de Bóixols, el manto del Montsec y la lámina de las Sierras Marginales (Figs. 1 y 2). La lámina de Bóixols, emplazada durante el Cretácico superior, registra el inicio de la deformación compresiva surpirenaica a partir del Santoniense superior (Garrido-Mejías, 1973, Simó, 1985; Berastegui *et al.*, 1990; Muñoz, 1992; Caus *et al.*, 1997). Esta lámina deriva de la inversión de fallas extensivas de edad cretácica inferior. En la transversal del Ribagorçana, el cabalgamiento y pliegues frontales de la lámina cabalgante de Bóixols no aflora, debido a que está fosilizado por los materiales del Cretácico superior y Terciario, pero su existencia en el subsuelo puede deducirse gracias a dos sondeos que se ubicaron más al oeste y que atravesaron su cabalgamiento basal y bloque inferior (sondeos de Cajigar-1 y Monesma-1, Fig. 2). No obstante, en superficie (Sopeira) se observan la discordancia entre la serie turbidítica santoniense-campaniense, sincrónica a la inversión tectónica, y las secuencias prerogénicas (Fig. 2). La estructura interna de la lámina de Bóixols es compleja como resultado de la inversión tectónica de las estructuras extensivas previas y de la interacción con acumulaciones de materiales triásicos. Estas estructuras no se describen en este artículo. Es de destacar sin embargo que la mayoría de ellas aparecen recubiertas por conglomerados terciarios y que algunas han sido reactivadas durante la sedimentación de los mismos.

La lámina del Montsec presenta una estructura interna sencilla, con un anticlinal frontal y un amplio sin-



**Figura 2.-** Corte geológico del Pirineo meridional (transversal del Noguera Ribagorçana). De forma esquemática se indican las sucesiones terciarias de cada sector. k: Triásico (facies Keuper y Muschelkalk); J: Jurásico; Ci: Cretácico inferior; Eo: Eoceno autóctono atravesado en el sondeo Comiois-1, que ha sido proyectado de forma cualitativa (P.C.) ya que está situado más de 30 km al E del corte. Referencias bibliográficas para la estratigrafía del Terciario: 1: Lanaja, 1987; 2: Senz y Zamorano, 1992; 3: Meigs, 1987; 4: Teixell y Leyva, en prensa; 5: Mutti *et al.*, 1985; 6: Zamorano, 1993; 7: Puigdefàbregas *et al.*, 1989; 8: Nijman y Nio, 1975; 9: Fonnesu, 1984; 10: Rosell y Riba, 1966; 11: Vincent, 1993.

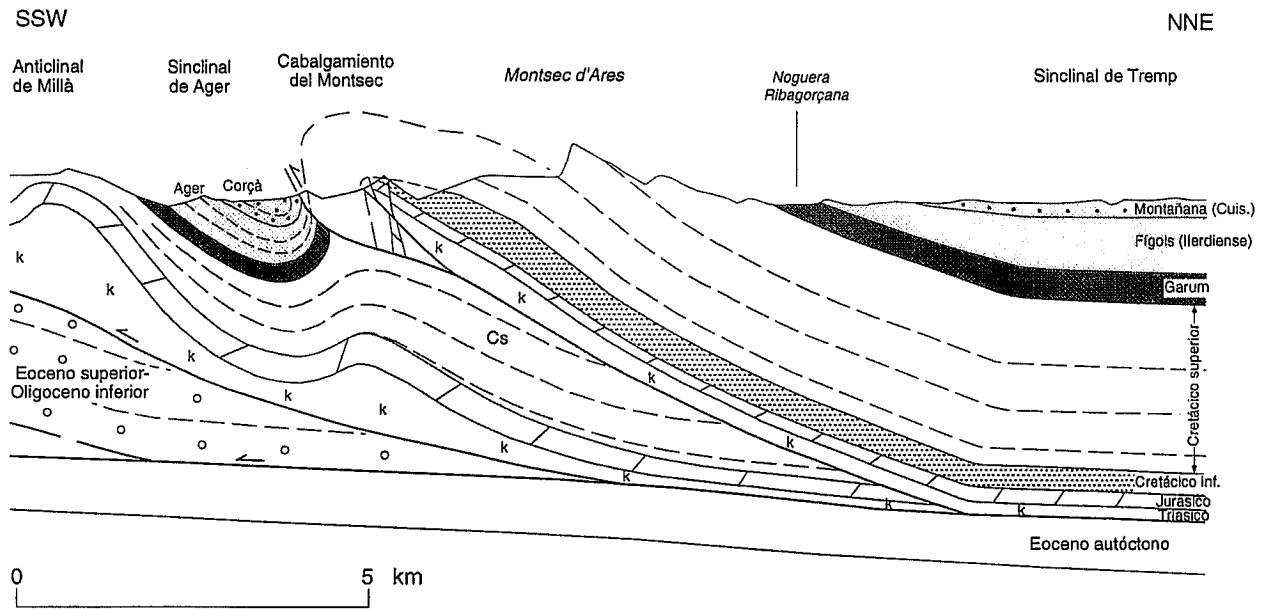


Figura 3.- Corte geológico del frente del manto del Montsec y estructuras adyacentes en la margen izquierda del valle del Noguera Ribagorçana.

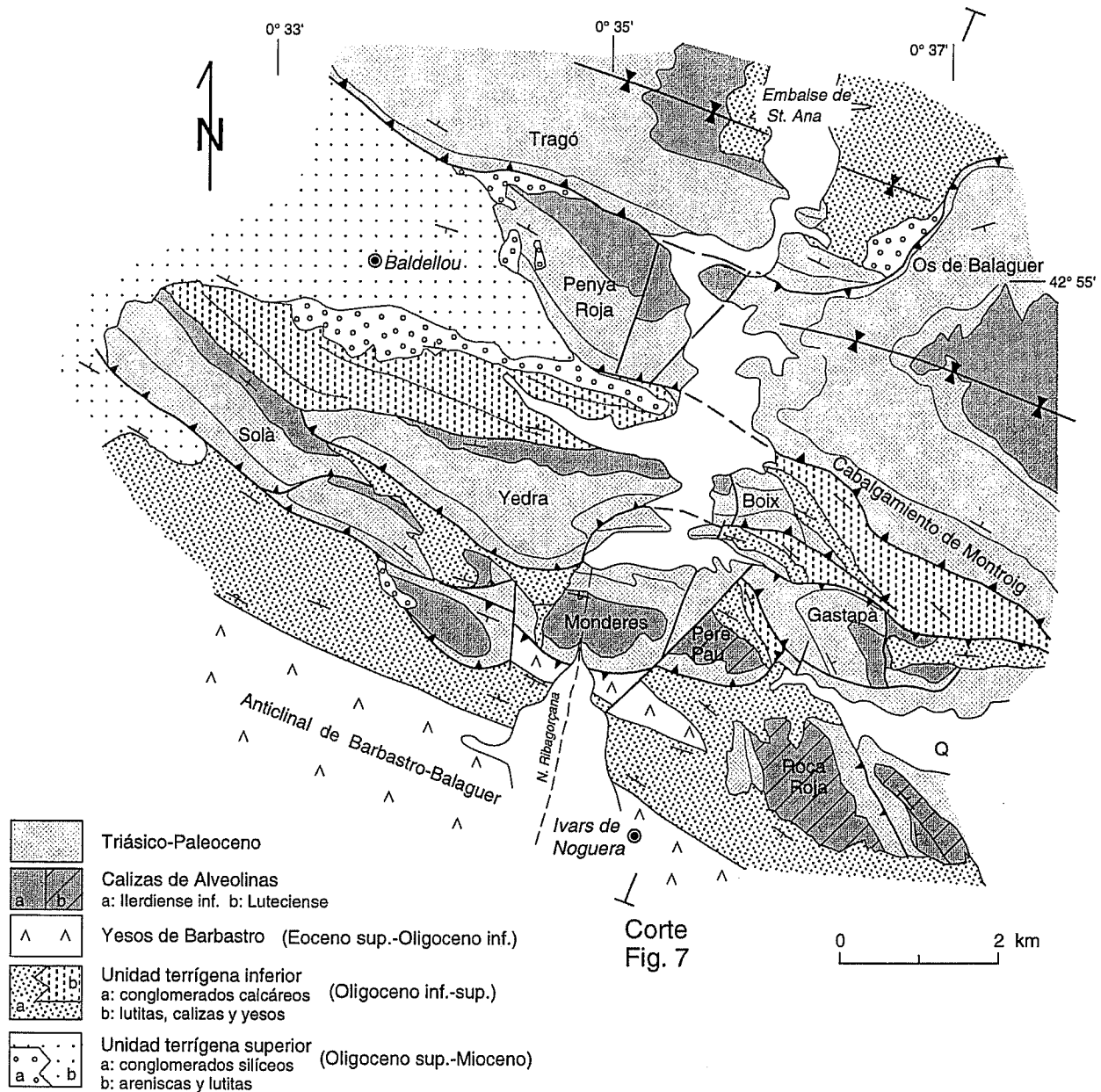
clinal más al norte (sinclinal de Tremp o «Cuenca de Tremp-Graus»). El flanco frontal del anticlinal muestra una serie mesozoica invertida que se diferencia de la del flanco normal por la ausencia de materiales del Cretácico inferior (Fig. 3). En el núcleo del anticlinal se observan las fallas extensivas que limitaban al sur la cuenca del Cretácico inferior y que muy probablemente han determinado la posición del anticlinal y de su cabalgamiento asociado. El sinclinal de Tremp soporta materiales terciarios que se pueden agrupar en dos conjuntos: un conjunto basal concordante sobre el Cretácico y cuya edad alcanza hasta el Eoceno medio (Eoceno inferior en la transversal del Ribagorçana: facies Garumniense y grupos de Fígols y Montañana; Nijman y Nio, 1975; Fonnesu, 1984; Puigdefàbregas *et al.*, 1989), y un conjunto superior discordante sobre éste y sobre el substrato mesozoico, de edad Eoceno superior-Oligoceno (conglomerados de Pobla de Segur; Rosell y Riba, 1966; Robles y Ardévol, 1984; Mellere y Marzo, 1992; Vincent, 1993).

La lámina de las Sierras Marginales presenta por el contrario una estructura interna bastante compleja. Está compartimentada en numerosas escamas menores, mediante pliegues y cabalgamientos de orientación diversa que representan rampas frontales, laterales y retrocabalgantes (Misch, 1934; Pocoví, 1978; Martínez-Peña y Pocoví, 1988) (Fig. 4). Este hecho está relacionado con la existencia de una serie estratigráfica mucho más reducida que la de la lámina del Montsec, dentro de la tónica general de acuñaamiento de la serie mesozoica surpirenaica de norte a sur (Fig. 2). En el interior de las Sierras Marginales se preservan materiales terciarios en surcos sinclinales aislados, también en este caso agrupables en dos conjuntos: uno inferior concordante con la serie mesozoica y de edad Paleoceno- Eoceno infe-

rior, y otro superior con relaciones complejas de discordancia con las estructuras tectónicas, y cuya edad es Eoceno superior-Mioceno inferior (Fig. 2).

El registro terciario de esta transversal pirenaica muestra por tanto, a pesar de su ubicación en unidades estructurales diversas, una persistente laguna de unos 12 millones de años, que abarca el Eoceno medio y parte del superior. Tan solo en el extremo meridional de las Sierras Marginales se preserva una formación de calizas con foraminíferos del Luteciense superior («Biarritziense») (Caus, 1974; Saula y Samsó, 1996).

El conjunto de las láminas de cobertera referido se superpone al Terciario autóctono de la cuenca del Ebro, tal como han puesto de manifiesto los sondeos de Comiols-1 e Isona-1 (Lanaja, 1987; Cámara y Klimowitz, 1985). La posición de la rampa de bloque inferior de estos materiales terciarios ha sido identificada bajo la cuenca de Tremp en un perfil sísmico situado paralelamente y próximo al corte realizado (T-21). La rampa de bloque inferior se deduce por la interrupción de los reflectores interpretados como terciarios y por la existencia de una flexión en el bloque superior (Fig. 5). Esta flexión no se observa en superficie dado que queda compensada por las diferencias de espesor de los materiales sinorogénicos cretácicos en el bloque inferior del cabalgamiento de Bóixols (Fig. 2). Por debajo de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales los materiales terciarios de la cuenca del Ebro se hallan despegados y deformados por encima de las evaporitas del Eoceno superior. En contacto con las escamas surpirenaicas frontales el Terciario está constituido por yesos (formación Barbastro) y equivalentes terrígenos, de edad Eoceno superior- Oligoceno inferior, seguidos por una sucesión de areniscas, conglomerados y lu-



**Figura 4.-** Mapa tectónico de las Sierras Marginales en las proximidades del valle del Noguera Ribagorçana (simplificado de Teixell y Leyva, en prensa). La cartografía expresa las relaciones entre los cabalgamientos y las unidades tectónicas sintectónicas. La unidad terrígena inferior es equivalente de la formación Peraltila del antepaís, mientras que la unidad terrígena superior lo es de la formación Sariñena.

titas del Oligoceno-Mioceno inferior (Senz y Zamorano, 1992; Crusafont *et al.*, 1966) (Figs. 2 y 4). Estos materiales describen el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Martínez-Peña y Pocoví, 1988).

Las unidades estratigráficas referidas permiten un control cronológico de la evolución tectono-sedimentaria de la vertiente surpirenaica durante el Terciario. El análisis cinemático de la cuña cabalgante surpirenaica en la transversal del Noguera Ribagorçana lleva a la distinción de dos estadios evolutivos principales, caracterizados por estilos estructurales particulares y registrados por diferentes unidades estratigráficas sintectónicas.

#### Paleoceno-Eoceno superior: propagación y acreción progresiva

Tras la inversión inicial de las cuencas extensivas preorogénicas, proceso que caracterizó el Senoniense superior, la historia paleocena y eocena se caracteriza por la propagación persistente del despegue y la traslación hacia el sur del prisma sedimentario mesozoico (Fig. 6).

Durante el Paleoceno y el Eoceno inferior-medio la propagación de la deformación alcanzó ya el dominio de las actuales Sierras Marginales. Las estructuras características de este estadio son pliegues despegados en

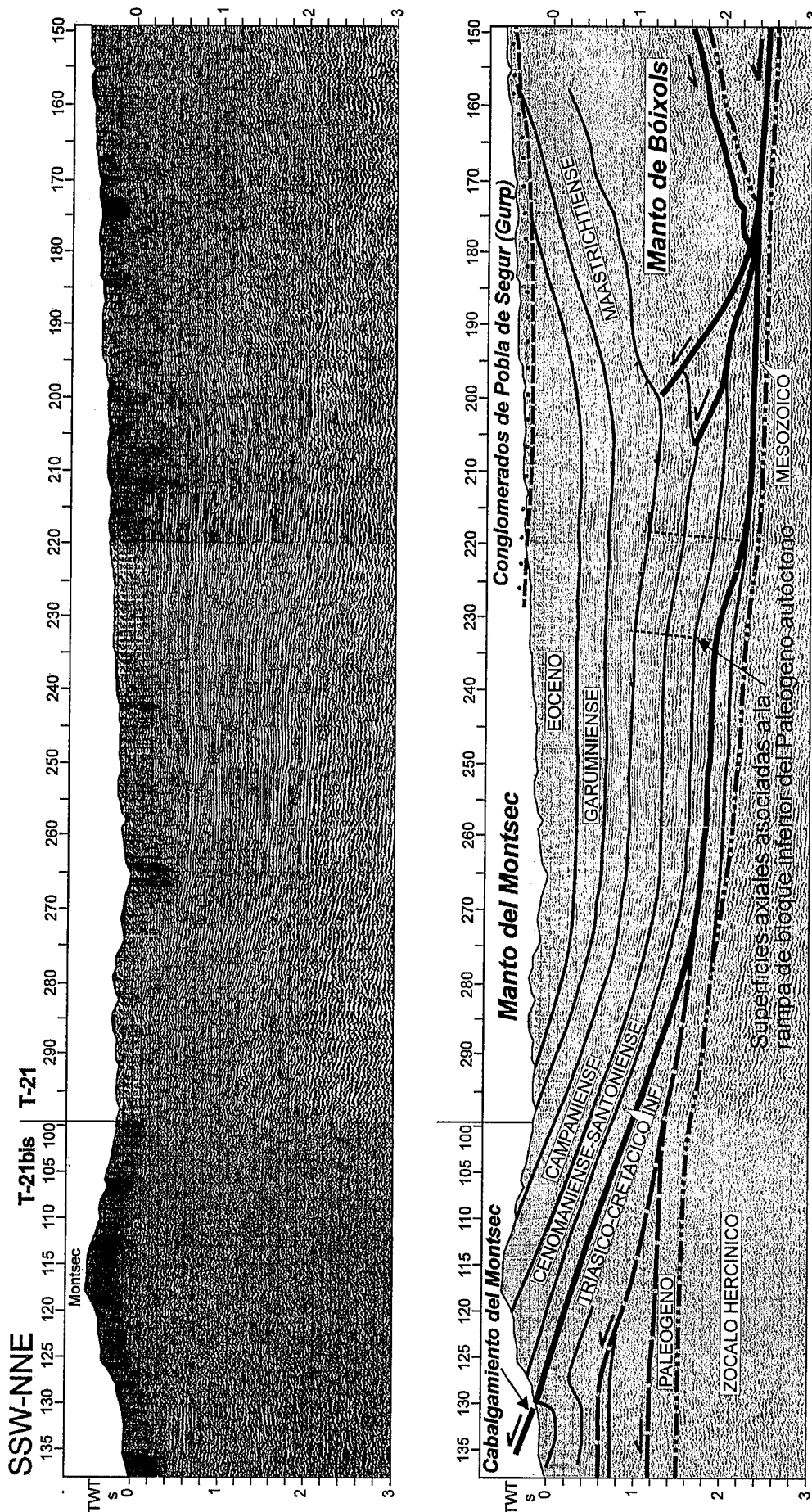


Figura 5. Líneas sísmicas T-21bis y parte meridional de T-21, a través del manto del Montsec. Estas líneas se sitúan unos 6 km al E del corte de la figura 2. Su extremo meridional de halla en el valle de Ager, 2 km al N de la población de Agulló, y discurren por la vertiente norte de la sierra del Montsec a través de la población de Sant Esteve de la Sarga, continuando hacia el norte a lo largo de la divisoria entre los ríos Noguera Ribagorçana y Noguera Pallaresa.

el Triásico, que se formaron contemporáneamente a la sedimentación, preservada hoy en surcos sinclinales. Al inicio, esta sedimentación se da en condiciones continentales (facies terrígenas rojas y calizas garumnienes), después marinas, de plataforma carbonática y margosa (calizas de Alveolinas del Ilerdiense inferior, grupos de Ager y Fígols), y concluye con un registro de emersión progresiva desde facies deltaicas (parte superior del grupo Ager -formación Ametlla-, formación de Roda) hasta facies fluviales (grupo Montañana, Ilerdiense superior- Cuisiense en el valle del Ribagorçana) (Fig. 2). Los sinclinales que preservan indicios inequívocos de plegamiento sinsedimentario, en forma de discordancias progresivas y angulares, son el flanco sur del sinclinal de Tremp, el sinclinal de Ager, y un sinclinal situado en la escama de la Roca Roja, en la parte frontal de las Sierras Marginales (Fig. 4). Cabe señalar que en esta época la traslación cabalgante es menor en relación al proceso de plegamiento por *buckling*.

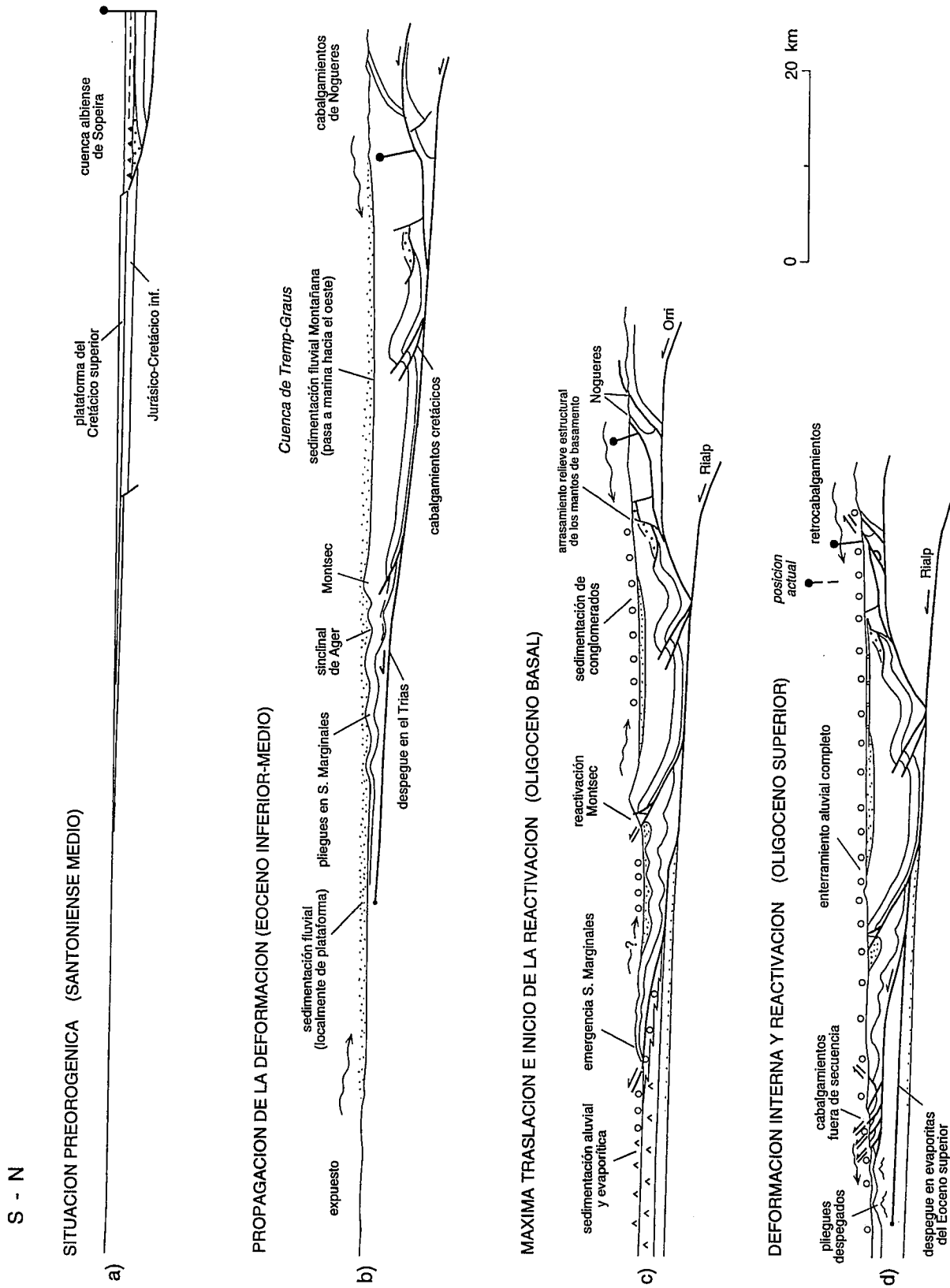
Consideración especial merece el sinclinal de Ager y su relación con la Sierra del Montsec. El cabalgamiento basal del actual manto del Montsec superpone rocas del Triásico - Cretácico superior sobre el Ilerdiense- Cuisiense del sinclinal de Ager. Estos últimos materiales presentan unas variaciones de espesor y un dispositivo en discordancia progresiva que tradicionalmente se atribuye a la formación del cabalgamiento del Montsec (Garrido-Mejías, 1972; Mutti *et al.*, 1985; Farrell *et al.*, 1987; Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Zamorano, 1993). No obstante, los sedimentos fluviales cuisienenses de Corçà, en el núcleo del sinclinal, presentan paleocorrientes hacia el N y unas características sedimentológicas muy semejantes a las del equivalente grupo de Montañana del sinclinal de Tremp (Nijman y Puigdefàbregas, en Puigdefàbregas *et al.*, 1989), indicando que la sierra del Montsec no constituía un alto significativo en esa época, a pesar del enorme relieve estructural que hoy día el cabalgamiento conlleva. Esto sugiere que el cabalgamiento del Montsec es, en lo esencial, posterior al Eoceno inferior.

Podemos plantearnos ahora a qué estructura se asocia la discordancia progresiva del sinclinal de Ager. El buzamiento invertido de la estratificación del flanco norte del sinclinal, bajo el cabalgamiento del Montsec, implica la existencia de un anticlinal oculto inmediatamente al norte, para mantener la elevación regional de las capas mesozoicas (Fig. 2). Esta solución ha sido también adoptada por Muñoz (1992) y Vergés (1993) para cortes situados más al este. Este anticlinal debe haber sido la estructura positiva a la que se asoció el abanico de capas del Eoceno de Ager, si bien este hecho no excluye que el actual anticlinal de bloque superior del cabalgamiento del Montsec, situado en aquel entonces más al norte, iniciase una actividad precoz y tenue tal como sugiere el ligero acuñaamiento de las capas del Paleoceno y del Eoceno inferior del flanco norte de la Sierra (Liebau, 1973; Cuevas *et al.*, en Puigdefàbregas *et al.*, 1989; Vergés, 1993), en el sinclinal de Tremp.

Inmediatamente al sur del sinclinal de Ager, la estructura interna de la lámina de las Sierras Marginales es todavía sencilla, caracterizada por pliegues de escala kilométrica y marcada continuidad lateral, con vergencia poco definida (Pocoví, 1978) (Fig. 2). El nivel de erosión en estos pliegues no siempre preserva materiales eocenos, con lo que en la mayoría de los casos no tenemos datos cronológicos sobre su desarrollo. El núcleo del sinclinal de Os de Balaguer (Figs. 2 y 4) contiene un amplio afloramiento de calizas de Alveolinas del Ilerdiense, en cuyo flanco norte dibujan un abanico de capas. Todavía más al sur, en el sinclinal de Mondeires (ver localización en Fig. 4), se observa una geometría similar, también afectando a las calizas de la misma edad, que ha sido interpretada como una discordancia progresiva (Meigs, 1997). Nosotros pensamos que la geometría en abanico de estas capas no es el resultado de un plegamiento sinsedimentario sino que corresponde a un adelgazamiento progresivo en el flanco inverso de los pliegues. Hemos llegado a esta conclusión después de realizar cortes geológicos de detalle y comprobar que los materiales del Garumniense y Cretácico superior, e incluso los del Jurásico en el caso del sinclinal de Os de Balaguer, muestran un adelgazamiento similar al de las capas del Ilerdiense, en función del buzamiento invertido de la estratificación.

Como se ha apuntado, prácticamente no hay registro sedimentario del Eoceno medio en este sector de la vertiente surpirenaica. Solo se preservan sedimentos de esa edad en un sector reducido de la parte más frontal de las Sierras Marginales, en forma de calizas bioclásticas con foraminíferos del Luteciense (Caus, 1974; Saula y Samsó, 1996). Raramente se observan relaciones claras entre ésta formación y estructuras tectónicas del substrato; tan solo en una localidad (unidad de la Roca Roja, al este de Ivars de Noguera, Fig. 4) se reconoce una disposición en discordancia angular de las calizas lutecienses sobre un sinclinal en las calizas de Alveolinas ilerdienses y el Paleoceno en facies garumniense. Esta disposición indica que la deformación había alcanzado ya el frente actual de las unidades alóctonas de la cadena.

A pesar de no tener evidencias claras de la actividad tectónica durante el Eoceno medio en la transversal estudiada, sí que se observan más al oeste. En la cuenca de Ainsa, en el bloque inferior de la continuación hacia el NW del manto del Montsec (manto del Cotiella), se desarrolló durante el Luteciense-Bartoniense un sistema de pliegues de despegue y de propagación (anticlinales de Mediano, Añisclo y Boltaña; Barnolas *et al.*, 1991; Teixell y Barnolas, 1995; Poblet *et al.*, 1998). Tanto este sistema de pliegues como su continuidad occidental en los pliegues N-S de las Sierras Exteriores aragonesas (Puigdefàbregas, 1975; Millán Garrido *et al.*, este volumen), todos ellos despegados por encima de los materiales triásicos, permiten deducir que durante el Eoceno medio el estilo estructural en las Sierras Marginales estuvo dominado por el desarrollo de pliegues de despegue. No obstante, en la parte oriental de la Unidad Surpirenaica Central la formación de estas



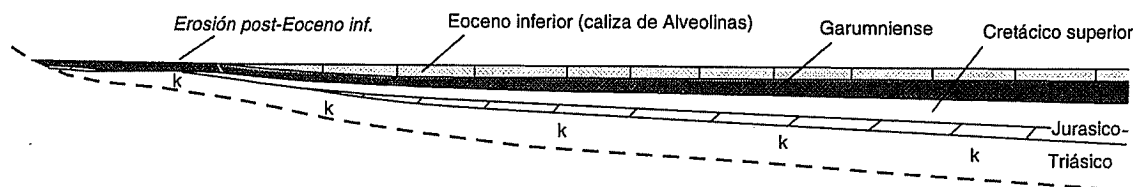
**Figura 6.-** Esquema evolutivo del Pirineo meridional centro-oriental durante el Terciario, en función del estilo estructural y del registro sedimentario. Nogueres, Ori y Rialp corresponden a los cabalgamientos de basamento principales del traspás, descritos por Muñoz (1992).



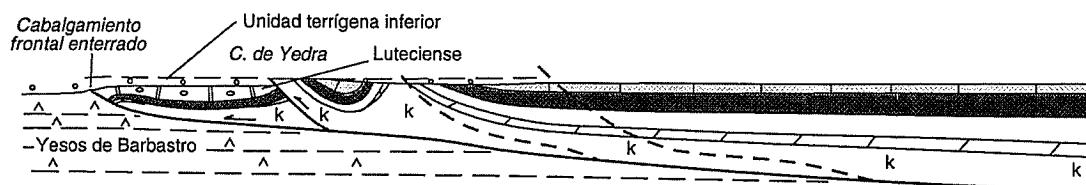
SSW

NNE

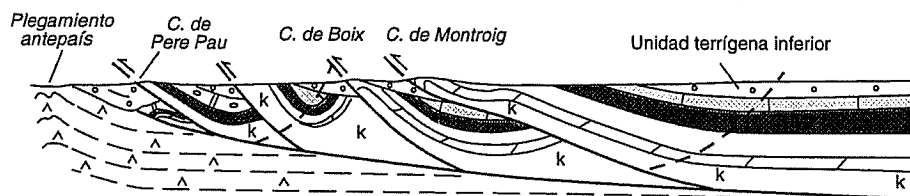
a) Sección restituida



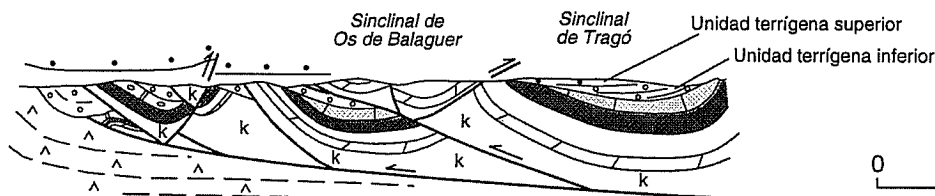
b) Eoceno superior-Oligoceno inferior: emplazamiento y fosilización de la lámina de las Sierras



c) Oligoceno inferior-superior: deformación interna I (cabalgamientos fuera de secuencia)



d) Oligoceno superior-Mioceno: deformación interna II (retrocabalgamientos)



**Figura 7.-** Restitución secuencial de la lámina cabalgante de las Sierras Marginales, que ilustra su evolución desde su emplazamiento hasta los estadios posteriores de deformación interna y reactivación. El retrocabalgamiento de Os de Balaguer del estadio d es equivalente lateral del cabalgamiento basal vergente hacia el S de la unidad de Tragó. Ver Fig. 4 para la localización de la sección.

estructuras estuvo asociada a una disminución relativa de la subsidencia, con lo que el registro sedimentario necesario para su caracterización en la zona estudiada es escaso.

**Eoceno superior-Mioceno inferior: rápida traslación, reactivación y engrosamiento**

A partir del Eoceno superior tuvo lugar un cambio importante en la evolución tectono-sedimentaria, que conlleva los siguientes hechos (Fig. 6): 1) ascenso en rampa y traslación de la lámina de las Sierras Marginales sobre el autóctono terciario, 2) reactivación de es-

tructuras preexistentes y 3) flexión y subsidencia generalizada de la vertiente surpirenaica, que comienza a ser enterrada de forma casi completa bajo materiales conglomeráticos (Coney *et al.*, 1996).

La traslación de las Sierras Marginales sobre su substrato se considera contemporánea a la sedimentación de los yesos de Barbastro de la cuenca del Ebro (Eoceno superior- Oligoceno inferior), y a sus equivalentes terrígenos septentrionales, que afloran solo localmente (Senz y Zamorano, 1992). En la transversal del Ribagorçana, como sucede en la mayor parte del frente, los equivalentes terrígenos han quedado cabalgados por la propia lámina de las Sierras, cuyo extremo

frontal se observa directamente en contacto con los yesos. Aparentemente, durante su emplazamiento la lámina de las Sierras Marginales experimentó una deformación interna poco significativa. El emplazamiento de la lámina significa una traslación del frente de más de 20 km, y un relieve estructural de al menos 3 km. En lo que concierne a la dinámica de la cuña cabalgante surpirenaica, este relieve estructural constituye la compensación del relieve causado por el avance del prisma sedimentario cretácico, por detrás de las Sierras Marginales (actual sinclinal de Tremp) (Figs. 2 y 6).

La llegada de la lámina de las Sierras Marginales a su posición actual queda acotada en la transversal del Noguera Ribagorçana por una sucesión conglomerática que se dispone al mismo tiempo sobre los yesos del antepaís y sobre el Mesozoico-Eoceno de las escamas cabalgantes frontales (Figs. 4 y 7). Esta sucesión es correlacionable con la formación de Peraltilla del Oligoceno inferior alto (Meigs, 1997). Tal como se verá en el apartado posterior, a partir de esa época la lámina no avanzó más, y pasó a deformarse internamente. La edad de fosilización del cabalgamiento frontal de las Sierras Marginales coincide con un decrecimiento brusco en la tasa de exhumación del macizo de la Maladeta, tal como se ha determinado recientemente a partir de un estudio termocronológico basado en trazas de fisión en apatitos (Fitzgerald *et al.*, 1999). Antes de este cambio brusco, en el Oligoceno inferior alto, la rápida exhumación del macizo de la Maladeta (lámina cabalgante de Orri, Fig. 6) está relacionada con el levantamiento producido por la unidad inferior (Rialp, Fig. 6) del apilamiento antiformal de la Zona Axial.

Consecuentemente, el desplazamiento de las Sierras Marginales se asocia a una importante traslación y apilamiento de las láminas de basamento de la Zona Axial. De ahí el incremento de subsidencia tanto en el antepaís (la formación de Barbastro alcanza un espesor de más de 1.5 km) como en el interior de la cordillera. Los referidos conglomerados de Pobla de Segur, que contienen fauna del Eoceno superior en un nivel situado en el primer tercio de la serie (nivel de Sossís; Rosell y Riba, 1966; Sudre *et al.*, 1992), recubrieron de forma progresiva, en onlap hacia el norte, gran parte de la Unidad Surpirenaica Central, hasta el borde de la Zona Axial (Coney *et al.*, 1996). No obstante, hay que señalar que la acumulación de estos materiales es sincrónica a una importante exhumación de la parte trasera de la Unidad Surpirenaica Central. La superficie de erosión en la base de los conglomerados, por encima de la lámina de Bóixols, es sincrónica o posterior al basculamiento del zócalo en la rampa de bloque superior de la lámina de Rialp (Figs. 2, 5 y 6). Consecuentemente, la edad de esta superficie de erosión y de los conglomerados situados por encima de ella, en la vertical de la rampa, es oligocena inferior alta o posterior, atendiendo a los datos termocronológicos del macizo de la Maladeta anteriormente mencionados (Fitzgerald *et al.*, 1999).

Solapándose en parte con la rápida traslación de la lámina de las Sierras Marginales, pero en lo esencial

con posterioridad, la vertiente surpirenaica experimentó una reactivación de las estructuras (Fig. 6). Como se ha mencionado, los materiales del Oligoceno inferior alto fosilizan el frente cabalgante. A partir de este momento todo el conjunto alóctono empezó a deformarse internamente. Esta deformación interna y la reactivación de estructuras previas se manifiesta por la existencia de cabalgamientos fuera de secuencia y retrocabalgamientos, cuya cronología y cinemática está registrada por materiales terrígenos del Eoceno terminal al Mioceno basal que afloran en diversas localidades del interior de la cadena.

Si bien en trabajos previos se han documentado secuencias de cabalgamientos de bloque superior localizadas en franjas estrechas (Martínez *et al.*, 1988; Vergés y Muñoz, 1990; Millán *et al.*, 1995), lo que se describirá aquí concierne a toda la cuña surpirenaica. La reactivación se reconoce de forma clara en tres zonas: en el interior de la lámina de las Sierras Marginales, en el cabalgamiento del Montsec, y en el borde norte de la Unidad Surpirenaica Central.

#### *Reactivación en las Sierras Marginales*

En las Sierras Marginales pueden diferenciarse dos unidades terrígenas post-emplazamiento (Figs. 4 y 7), que sirven de marcadores para discernir la cinemática posterior: una *unidad terrígena inferior*, correlacionable con la formación Peraltilla del antepaís (Stampiense-Chatthiense, Crusafont *et al.*, 1966; Senz y Zamorano, 1992; Meigs, 1997) y una *unidad terrígena superior*, correlacionable con las formaciones Sariñena y Baells del antepaís (Chatthiense-Mioceno inferior, Crusafont *et al.*, 1966; Senz y Zamorano, 1992; Meigs, 1997). Ambas unidades, discordantes entre sí o sobre el substrato mesozoico-eoceno, están compuestas por conglomerados, areniscas y lutitas, ocasionalmente con capas de calizas y yesos. La unidad inferior presenta cantos esencialmente de origen local, derivados de los materiales carbonáticos de las Sierras, que pasan en lateral y en vertical a lutitas con cuerpos arenosos de poca entidad y capas lacustres/evaporíticas, mientras que los conglomerados de la unidad superior están integrados en gran parte por cantos silíceos derivados del paleozoico de la Zona Axial, que pasan rápidamente a cuerpos arenosos *multistorey* de gran continuidad lateral.

La unidad terrígena inferior fosiliza el cabalgamiento frontal de las Sierras, al recubrir la unidad de la Roca Roja (Fig. 4), pero es a su vez cortada por cabalgamientos situados más al norte (cabalgamientos basales de las escamas de Solà, Pere Pau, Gastapà, Yedra-Boix y Montroig-Penya Roja (Figs. 4 y 7). El cabalgamiento de Yedra, si bien corta a los conglomerados basales de esta unidad, está fosilizado por capas de lutitas, calizas y yesos de su parte superior, al sur de Baldellou (Fig. 4). Todas estas estructuras fueron recubiertas por la unidad terrígena superior, fosilización tras la cual se produjo una nueva etapa de reactivación y truncación fuera de secuencia: cabalgamiento basal de la unidad de Tragó (Meigs, 1997), retrocabalgamientos de Os de Bala-

guer y Gastapà y reactivación del cabalgamiento de Solà (Figs. 4 y 7). A pesar del desarrollo de estas estructuras, el cabalgamiento basal en su extremo frontal permaneció estable. La edad de los materiales afectados demuestra que la deformación en el interior de las Sierras Marginales prosiguió hasta el Mioceno inferior, más tarde de lo que se supone habitualmente (Vergés, 1993), pero en consonancia con lo que se registra más al oeste en el frente surpirenaico de las Sierras Exteriores aragonesas (Millán *et al.*, 1995; Teixell y García-Sansegundo, 1995). Toda esta deformación interna representa un acortamiento de unos 6 km, y un engrosamiento local de la lámina cabalgante de las Sierras de hasta un 50%, aunque la tónica general fue de subsidencia neta, y gran parte de las Sierras fueron enterradas en un momento u otro por los sedimentos sintectónicos.

Un acontecimiento característico también de este estadio es la propagación de un despegue hacia el Terciario de la cuenca del Ebro, causante de pliegues despegados en los yesos de Barbastro (Fig. 6). Al norte de Ivars de Noguera, un pequeño anticlinal de núcleo evaporítico (Fig. 4) originó una discordancia progresiva en los mismos conglomerados de la unidad terrígena inferior que recubren las escamas frontales de las Sierras (Meigs, 1997) y en diversas localidades del margen, fuera de la transversal del Ribagorçana, el crecimiento continuado del anticlinal de Barbastro-Balaguer está registrado por discordancias progresivas que alcanzan hasta el Mioceno inferior de la formación Sariñena (Pardo y Villena, 1979; Martínez-Peña y Pocoví, 1988; Senz y Zamorano, 1992).

#### *Reactivación en la sierra del Montsec*

Como hemos visto, si bien hay evidencias de actividad tectónica en los sinclinales de Ager y Tremp durante el Paleógeno inferior, los sedimentos cuisienses revelan que la sierra del Montsec no era un alto estructural persistente durante aquella época. En la actualidad, el cabalgamiento del Montsec y su correspondiente anticlinal frontal representan un relieve estructural de 3,5 km respecto al sinclinal de Ager (Fig. 3). En el bloque inferior del cabalgamiento, las capas fluviales cuisienses de Corçà se hallan invertidas, buzando unos 60° hacia el norte. De todo ello se deduce que la emergencia principal del cabalgamiento del Montsec es posterior al Eoceno inferior. No tenemos evidencia directa acerca de la época en que ésta se produjo, si bien un límite superior de edad viene proporcionado por el hecho de que en la vertiente oeste del valle del Noguera Ribagorçana, el cabalgamiento está enterrado por los conglomerados de edad Chattien-Mioceno inferior (equivalentes de la unidad terrígena superior descrita anteriormente), que reciben la denominación local de conglomerados de Graus.

De acuerdo con estas observaciones, en la zona de rampa lateral que limita la Unidad Surpirenaica Central por el este, Vergés y Muñoz (1990) y Burbank *et al.* (1992) pusieron en evidencia un periodo de actividad cerca del límite Eoceno-Oligoceno para la prolonga-

ción del cabalgamiento del Montsec. Podemos concluir que el cabalgamiento de Montsec, bien en el Oligoceno inferior, o bien ya durante el Eoceno terminal, evolucionó como un cabalgamiento fuera de secuencia por detrás de las Sierras Marginales, en parte ya colocadas en su sitio. Gracias a la preservación del *cutoff* de bloque superior del cabalgamiento en la garganta del Noguera Ribagorçana (está erosionado en la mayor parte de la sierra del Montsec), el acortamiento mínimo causado allí por el cabalgamiento se puede cifrar en 9 km (Fig. 3).

#### *Reactivación al norte del sinclinal de Tremp*

En el sector septentrional de la Unidad Surpirenaica Central la sucesión mesozoica se halla basculada hacia el sur debido al apilamiento de las láminas paleozoicas de la Zona Axial. Superpuestos a este basculamiento se han reconocido numerosos retrocabalgamientos (Williams, 1985; Muñoz, 1992). Mellere y Marzo (1992) describen la interacción entre algunos de estos retrocabalgamientos - de salto reducido- y los conglomerados de Pobla de Segur en el valle del Noguera Pallaresa, valle donde también puede reconocerse una reactivación tardía del pliegue frontal de la lámina cretácica de Bóixols.

En el valle del Noguera Ribagorçana, en las proximidades de Pont de Suert, pueden reconocerse también estructuras retrocabalgantes tardías, cuyo desplazamiento es de varios centenares de metros. En la localidad de Cirés se reconoce un retrocabalgamiento que corta a los conglomerados oligocenos de la sierra de Sis, y en el borde mismo de la Unidad Surpirenaica Central (al sur de Malpàs), otro retrocabalgamiento pone en contacto el Jurásico y Cretácico inferior directamente con el Buntsandstein y el Paleozoico de la Zona de Noguera (Fig. 2). Más al NE, en las proximidades de Sarroca de Bellera (valles del Flamisell-Manyanet) existe una asociación compleja de cabalgamientos vergentes al sur y retrocabalgamientos, que cortan a las *têtes plongeantes* de las Nogueras y a los isleos más septentrionales de los conglomerados de Pobla de Segur, los cuales llegan a adquirir buzamiento subvertical. Aunque falta todavía una documentación sistemática de estas estructuras, existen abundantes testimonios de reactivación post-eocena también en el sector septentrional de la vertiente surpirenaica.

#### **Distribución del acortamiento**

La cantidad de acortamiento asociado a cada estructura de cobertera en la transversal del Noguera Ribagorçana puede calcularse con facilidad. Aunque con mayor incertidumbre, también puede estimarse la magnitud del acortamiento en cada estadio evolutivo, con las restricciones impuestas por la necesidad de disponer de registro cronológico por sedimentación sintectónica y a causa de la complicación adicional que supone la reactivación de estructuras.

La restitución de la deformación (Fig. 6) puede hacerse en función de la longitud de las capas en la mayor

parte del corte, y en función del área seccional para estructuras como el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Fig. 2). Así, para este último hemos calculado un acortamiento de unos 3,5 km. El emplazamiento de las Sierras Marginales como lámina coherente representa un acortamiento de 22 km, mientras que su estructura interna es responsable de 6 km de acortamiento por los cabalgamientos y unos 5,5 km por los pliegues del sector norte de la lámina. Como se ha dicho, el cabalgamiento del Montsec conlleva 9 km adicionales, al que hay que sumar unos 2,5 km de las estructuras cretácicas atravesadas por el sondeo de Cajigar-1. Para el extremo septentrional del corte, hasta el límite con las rocas paleozoicas, el cálculo es más impreciso, pudiéndose cifrar de forma aproximada en una magnitud del orden de 5 km. Por otra parte, la longitud del rellano sobre el Eoceno autóctono atravesado por el sondeo de Comiols-1 es de 11 km. Parte de este desplazamiento se transfiere al anticlinal de Barbastro-Balaguer, y parte al cabalgamiento deducido bajo las Sierras Marginales (Fig. 2) (2,5 km aproximadamente). Los 5 km restantes debieron corresponder a una traslación sobre la superficie sinorogénica del Eoceno medio-superior. El acortamiento total algo superior a 60 km (45%) que el conjunto descrito representa es del mismo orden de magnitud que el calculado en cortes más al este por Vergés (1993).

Es posible agrupar los valores de acortamiento en los diversos sistemas de estructuras que caracterizan los estilos deformativos particulares. Así, el acortamiento ligado a la progresión de la deformación hacia el antepaís hasta el Eoceno medio (incluyendo los cabalgamientos cretácicos) puede cifrarse en unos 12-15 km, con las reservas que introduce el limitado conocimiento de la cinemática paso a paso de cada uno de los pliegues desarrollados en ese estadio. A estos valores de acortamiento por acreción progresiva hay que sumar el rápido ascenso de las Sierras Marginales y la consiguiente traslación de toda la cuña surpirenaica durante el Eoceno superior-Oligoceno inferior, lo que supone por sí solo un acortamiento de 27 km. Es en ese momento cuando se produce la mayor velocidad de deformación en el Pirineo meridional. Finalmente, la deformación en el terciario autóctono durante el Oligoceno medio-Mioceno inferior (anticlinal de Barbastro-Balaguer y cabalgamiento bajo las Sierras Marginales) representa 6 km adicionales, con los que, en conjunto, podemos cifrar el acortamiento en secuencia hacia el antepaís en unos 45-48 km.

Por otra parte, el acortamiento causado por progresión hacia atrás de la deformación (deformación interna y reactivación de estructuras previas en Sierras Marginales, Montsec y más al norte) a lo largo del corte es de unos 15 km. Este proceso estuvo solapado en el tiempo con la progresión hacia el antepaís y tuvo lugar desde el Eoceno superior hasta el Mioceno inferior. El acortamiento durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior ha de corresponder en las zonas internas a un desplazamiento del apilamiento antiforme por encima

del del basamento autóctono sin producir levantamiento estructural (puesto que la base de los conglomerados de Pobra de Segur aparece subhorizontal). Esto nos permite deducir un rellano de una longitud superior a 10 km en el traspais de la rampa de bloque superior del cabalgamiento de Rialp (Figs. 2 y 6).

Estos valores hacen referencia, por supuesto, únicamente a las estructuras de la cobertera post-paleozoica. Estas estructuras representan la emergencia de los cabalgamientos de basamento de la Zona Axial, y por tanto su desplazamiento está registrado, pero no la deformación interna que haya habido esa zona. Para una discusión del acortamiento total de la cordillera Pirenaica en otras transversales ver Muñoz (1992), Vergés *et al.* (1995), Teixell (1998) y Beaumont *et al.* (2000).

## Conclusiones

El registro sedimentario terciario de la vertiente sur del Pirineo central pone en evidencia que la propagación de la deformación a través de la cuña cabalgante surpirenaica fue discontinua y no uniforme, reflejo de una evolución episódica con progresiones hacia el antepaís y hacia el traspais. Una revisión de las relaciones tectónica-sedimentación descritas en trabajos precedentes, combinada con nuevos datos de la transversal del valle del Noguera Ribagorçana, permite diferenciar estadios evolutivos, cada uno caracterizado por un estilo estructural y un registro estratigráfico determinado.

Durante el Paleoceno y el Eoceno se asistió a una acreción progresiva del prisma sedimentario post-paleozoico en las láminas cabalgantes, primero en forma de pliegues despegados en el Triásico, sin superposiciones cabalgantes grandes, aunque alcanzando ya el actual frente de la cadena (Eoceno inferior-medio), y después mediante la más rápida traslación cabalgante sobre el Terciario autóctono de la Cuenca del Ebro (Eoceno superior-Oligoceno basal).

A partir del Eoceno superior empezó un proceso de deformación interna de la cuña cabalgante, que se manifestó en la reactivación de estructuras y en la creación de cabalgamientos fuera de secuencia y retrocabalgamientos, repartidos a lo largo de toda la vertiente surpirenaica. En el Oligoceno inferior el frente cabalgante ya se había detenido, pero la reactivación se prolongó hasta el Mioceno inferior. Estos procesos estuvieron acompañados por una marcada subsidencia y un enterramiento de la vertiente surpirenaica por materiales terrígenos groseros. La erosión no dejó su substrato de nuevo al descubierto hasta probablemente el Mioceno medio-superior (Coney *et al.*, 1996), cuando la Cuenca del Ebro fue capturada por el Mediterráneo.

Este trabajo fue realizado en el marco del proyecto Integrated Basin Studies de la CEE. La cartografía detallada de las Sierras Marginales fue llevada a cabo por A.T. en el Proyecto Magna para INI Medioambiente, S.A. El trabajo se encuadra dentro del proyecto PB97-0882-C03-03, financiado por la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigación Científica. Se agradecen a J. Vergés, A. Meigs y M. López Blanco las

indicaciones y comentarios durante los estadios iniciales del trabajo, y a E. Maestro y M.L. Arboleya la revisión del manuscrito original

## Bibliografía

- Barnolas, A., Samsó, J.M., Teixell, A., Tosquella, J. y Zamorano, M. (1991): *Evolución sedimentaria entre la cuenca de Graus-Tremp y la cuenca de Jaca-Pamplona*. I Congr. Grupo Español del Terciario, Libro-Guía Excursión 1, Vic, 123 p.
- Barnolas, A., Teixell, A., Samsó, J. M. y Zamorano, M. (1992): Estructura y evolución sedimentaria del sector central de la Cuenca Surpirenaica. *III Congr. geol. de España, Salamanca, Excursiones*: 74-114.
- Barnolas, A. y Teixell, A. (1994): Platform sedimentation and collapse in a carbonate-dominated margin of a turbiditic foreland basin (Jaca basin, Eocene, southern Pyrenees). *Geology*, 22: 1107-1110.
- Berastegui, X., García-Senz, J.M. y Losantos, M. (1990): Tecto-sedimentary evolution of the Organyà extensional basin (central south Pyrenean unit, Spain) during the Lower Cretaceous. *Bull. Soc. géol. France*, (8) 6: 251-264.
- Berastegui, X., Losantos, M., Muñoz, J.A. y Puigdefàbregas, C. (1993): *Tall Geològic del Pirineu Central 1:200.000*. Ed. Servei Geològic de Catalunya, Institut Cartogràfic de Catalunya, Barcelona.
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J. y Fullsack, P. (2000): Factors controlling the Alpine evolution of the Central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. *Jour. Geophys. Research*, 105 (B4): 8121-8145.
- Burbank, D.W., Vergés, J., Muñoz, J.A. y Bentham, P. (1992): Coeval hindward- and forward-imbricating thrusting in the south-central Pyrenees, Spain: Timing and rates of shortening and deposition. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 104: 3-17.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, 41: 391-404.
- Caus, E. (1974) Biostratigrafía y Micropaleontología del Eoceno medio y superior del Prepireneo catalán. *Rev. Esp. Micropal.*, 7: 297-316.
- Caus, E., Teixell, A. y Bernaus, J.M. (1997): Depositional model of a Cenomanian-Turonian extensional basin (Sopeira basin, NE Spain): interplay between tectonics, eustasy and biological productivity. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Paleoecol.*, 129: 23-36.
- Coney P.J., Muñoz, J.A., McClay, K.R. y Evenchick, C.A. (1996): Syntectonic burial and post-tectonic exhumation of the southern Pyrenees foreland fold-thrust belt. *J. Geol. Soc. London*, 153: 9-16.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Sta. Cilia (río Formiga; Provincia de Huesca) y sus consecuencias geológicas. *Notas y Com. I.G.M.E.*, 83: 7-14.
- Farrell, S.G., Williams, G.D. y Atkinson, C.D. (1987): Constraints on the age of movement of the Montsec and Cotiella thrusts, south central Pyrenees, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 144: 907-914.
- Fitzgerald, P.G., Muñoz, J.A., Coney, P. y Baldwin, S.L. (1999): Asymmetric exhumation across the central Pyrenees: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. *Earth Planet. Sci. Letters*, 173: 157-170.
- Fonnesu, F. (1984): *Estratigrafía física y análisis de facies de las secuencias de Fígols entre el río Noguera Pallaresa e Isclès (provs. de Lérida y Huesca)*. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 317 p.
- Garrido-Mejías, A. (1972): Sobre la colocación del manto del Pedraforca y sus consecuencias: una nueva unidad tectónica independiente: el «manto del Montsec». *Bol. Geol. Min.*, 83: 242-248.
- Garrido-Mejías, A. (1973): *Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (Provincias de Huesca y Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 395 p.
- Hogan P. y Burbank, D. (1996): Evolution of the Jaca piggy-back basin and emergence of the External Sierras, southern Pyrenees. En: *Tertiary basins of Spain*. (P.F. Friend y C. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press: 153-160.
- Labaume, P., Seguret, M. y Seyve, C. (1985): Evolution of a turbiditic foreland basin and analogy with an accretionary prism: example of the Eocene South Pyrenean basin. *Tectonics*, 4: 661-685.
- Lanaja, J.M. (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465 p.
- Liebau, A. (1973): El Maastrichtiense lagunar (Garumniense) de Isona. *XIII Col. Europ. de Micropal.*, ENADIMSA: 87-100.
- Martínez, A., Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1988): Secuencias de propagación del sistema de cabalgamientos de la terminación occidental del manto del Pedraforca y relación con los conglomerados sinorogénicos. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 119-128.
- Martínez-Peña, B. y Pocoví, A. (1988): El amortiguamiento frontal de la estructura de la cobertera surpirenaica y su relación con el anticlinal de Barbastro-Balaguer. *Acta Geol. Hisp.*, 23: 81-94.
- Meigs, A.J. (1997): Sequential development of selected Pyrenean thrust faults. *Jour. Struct. Geol.*, 19: 481-502.
- Mellere, D. y Marzo, M. (1992): Los depósitos aluviales sintectónicos de la Poblada de Segur: alogrupos y su significado tectonoestratigráfico. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 145-159.
- Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A. (1995): El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 73-90.
- Misch, P. (1934): Der Bau der Mittleren Sudpyrenaen (Traducido en: *Publ. Extranjeras Geol. España*, CSIC, 4: 3-180).
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, London: 235-246.
- Mutti, E., Rosell, J., Allen, G.P., Fonnesu, F. y Sgavetti, M. (1985): The Eocene Baronia tide dominated delta-shelf system in the Ager basin. In: *Excursion Guidebook, IAS 6th European Regional Meeting* (M.D. Milà y J. Rosell, Eds.), Lleida: 579-600.
- Mutti, E., Séguret, M. y Sgavetti, M. (1988): *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees*. Field Trip Guidebook 7, AAPG Mediterranean Basins Conf., Nice, 169 p.
- Nijman, W. y Nio, S.D. (1975). The Eocene Montañana delta. In: *Sedimentary evolution of the Paleogene of the South Pyrenean Basin* (J. Rosell y C. Puigdefàbregas, Eds.), Excursion Guidebook, IAS 9th International Congress, part B, Nice, 56 p.
- Pardo, G. y Villena, J. (1979): Aportación a la Geología de la

- región de Barbastro. *Acta Geol. Hisp.*, 14: 289-292.
- Pocoví, A. (1978): *Estudio geológico de las Sierras Marginales Catalanas (Prepirineo de Lérida)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 218 p.
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca: *Pirineos*, 104, 188 p.
- Puigdefàbregas, C., Nijman, W., Muñoz, J.A., Collinson, J., Cuevas, J.L., Dreyer, T., Marzo, M., Mellere, D., Mercadé, L., y Vergés, J. (1989): *Alluvial deposits of the successive foreland basin stages and their relation to the Pyrenean thrust sequences*. Excursion Guidebook, 4th Int. Conf. Fluvial Sedimentology, Publ. Servei Geològic de Catalunya, 176 p.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Marzo, M. (1986): Thrust belt development in the eastern Pyrenees and related depositional sequences in the southern foreland basin. In: *Foreland Basins* (P.A. Allen y P. Homewood, Eds.), Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment, 8: 229-246.
- Puigdefàbregas, C., Muñoz, J.A. y Vergés, J. (1992): Thrusting and foreland basin evolution in the Southern Pyrenees. En: *Thrust Tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman and Hall, London: 247-254
- Robles, S. y Ardévol, L. (1984): Evolución paleogeográfica y sedimentológica de la cuenca de Sossís (Eoceno superior, Prepirineo de Lérida): ejemplo de la influencia de la actividad de abanicos aluviales en el desarrollo de una cuenca lacustre asociada. En: *Libro homenaje L. Sanchez de la Torre*, Publ. de Geología 20, Univ. Autònoma de Barcelona: 233-267.
- Rosell, J. (1967): Estudio geológico del sector del Prepirineo comprendido entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana (prov. de Lérida). *Pirineos*, 21, 214 p.
- Rosell, J. y Riba, O. (1966): Nota sobre la disposición sedimentaria de los conglomerados de Pobla de Segur (Provincia de Lérida). *Actas V Congr. Estudios Pirenaicos, Jaca-Pamplona*, 16 p.
- Saula, E. y Samsó, J.M. (1996): Estratigrafía y evolución tectónica de las láminas cabalgantes con sedimentos lutecienses en el manto de las Sierras Marginales (Unidad Surpirenaica Central). *Geogaceta*, 20: 458-461.
- Séguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Thèse Doctorale, Publ. USTELA, Série Géol. struct. 2, Montpellier, 155 p.
- Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense inferior-Mioceno inferior en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geol. Hisp.*, 27: 195-209.
- Simó, A. (1985): *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 326 p.
- Sudre, J., De Bonis, L., Brunet, M., Crochet, J., Duranthon, F., Godinot, M., Hartenberger, J.-L., Jehenne, Y., Legendre, S., Marandat, B., Remy, J.A., Ringeade, M., Sigé, B. y Vianey-Liaud, M. (1992): La biochronologie mammalienne du Paleogène au Nord et au Sud des Pyrénées: état de la question. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 314, Sér. II: 631-636.
- Teixell, A. (1996): The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *J. Geol. Soc. London*, 153: 301-310.
- Teixell, A. (1998): Crustal structure and orogenic material budget in the west central Pyrenees. *Tectonics*, 17: 395-406.
- Teixell, A. y Barnolas, A. (1995): Significado de la discordancia de Mediano en relación con las estructuras adyacentes (Pirineo central). *Geogaceta*, 17: 186-189.
- Teixell, A. y García-Sansegundo, J. (1995): Estructura del sector central de la Cuenca de Jaca (Pirineo central). *Rev. Soc. Geol. España*, 8: 207-220.
- Teixell, A. y Leyva, F. (en prensa, 1995): Mapa geológico de España, E: 1:50.000, 2ª ser., Hoja 328: «Os de Balaguer», I.T.G.E., Madrid.
- Vergés, J. (1993): *Estudi tectònic del vessant sud del Pirineu central i oriental. Evolució cinemàtica en 3D*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 203 p.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R., y Cloetingh, S. (1995). Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Mar. Petr. Geol.*, 12: 893-915.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. géol. France*, (8) 6: 265-271.
- Vincent, S. (1993). *Fluvial paleovalleys in mountain belts: an example from the South Central Pyrenees*. PhD Thesis, Univ. of Liverpool, 407 p.
- Williams, G.D. (1985): Thrust tectonics in the south central Pyrenees. *Jour. Struct. Geol.*, 7: 11-17.
- Zamorano, M. (1993): *Los sistemas deltaicos del Ilerdiense superior-Cuasiense de la cuenca de Ager (Fm. Ametlla)*. Prepirineo de Lleida. Tesis Doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona, 161 p.

Manuscrito recibido el 30 de Marzo de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 5 de Junio de 2000