

ACTIVIDAD TECTÓNICA REGISTRADA EN LOS DEPÓSITOS TERCIARIOS DEL FRENTE MERIDIONAL DEL PIRINEO CENTRAL

H. Millán Garrido¹, E.L. Pueyo Morer¹, M. Aurell Cardona¹, A. Luzón Aguado¹, B. Oliva Urcia¹, M.B. Martínez Peña^{1,2} y A. Pocoví Juan¹

¹*Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza*

²*Departamento de Didáctica de las Ciencias Experimentales, Universidad de Zaragoza*

Resumen: En la banda de las Sierras Exteriores – Sierras Marginales, que representa la parte frontal del Pirineo meridional en su sector central, son comunes los ejemplos de estructuras (pliegues y cabalgamientos) que han dejado su desarrollo registrado en los depósitos sintectónicos colindantes. Su estado de conservación y las condiciones de afloramiento a menudo son excepcionales. El paleomagnetismo, aplicado bajo varias de sus facetas (magnetoestratigrafía, magnetotectónica), ha permitido constatar, cuantificar y datar giros de eje vertical que se habían planteado por el estudio de la geometría de las estructuras. La referencia de las lineaciones magnéticas ha aportado la clave para descifrar relaciones entre estructuras interrelacionadas en su cinemática pero sin conexión física. En todo el dominio de las Sierras se manifiesta, a grandes rasgos, que la actividad tectónica más precoz está registrada en el parte oriental asociada al emplazamiento de las láminas de la unidad surpirenaica central; el dominio activo se expande hacia el oeste, permaneciendo la actividad en las zonas previamente alcanzadas. La actividad tectónica ligada al frente de cabalgamientos que emerge en las Sierras se retiró en sentido opuesto, hacia el dominio oriental. La magnitud de acortamiento acumulado, estimado en los cortes transversales, crece de oeste a este en concordancia con los valores de giro de eje vertical y con la mayor permanencia de actividad tectónica. El dispositivo de expansión y retroceso descrito para las Sierras Exteriores guarda similitud con el que se desarrolló al este de las láminas de la unidad surpirenaica central pero en este caso se halla muy localizado en el margen de las rampas oblicuas del Segre.

Palabras clave: Pirineos, Sierras Marginales, Sierras Exteriores, Cuenca del Ebro, tectónica-sedimentación, discordancia sintectónica, paleomagnetismo.

Abstract: Examples of compressive syntectonic structures are common in the alignment of sierras formed by the External and the Marginal Sierras. The latter represent the frontal zone of the chain in the south-central Pyrenees where well preserved outcrops of growth strata are widespread. Paleomagnetism, either magneto-stratigraphic or magneto-tectonic studies, has allowed to quantify and date vertical-axis clockwise rotations along the External Sierras as well as to confirm tectonic rotations that were predicted by structural analysis. Besides, the magnetic vectors, used as a reference, were crucial to decipher the interrelation between structures that had kinematic but no physical relationships. In broad terms, in the overall sierras, compression started earlier in the eastern zones (Sierras Marginales), that is to say, in those areas related to the movement of the South Pyrenean Central Unit; the new formed thrust sequences progressively propagated westward (toward and along the Sierras Exteriores) though shortening continued in those areas previously affected by compression. The latest registered compressional movements indicate that, in the studied sierras, compression related to emergent thrusting "retreated" eastward. Moreover, cumulative shortening increases eastward which is in agreement with the obtained vertical-axis rotation values, and it is also consistent with the idea of a longer period of permanence of the tectonic activity along the eastern segments of the thrust front. The "expansion-retreat mechanism" mentioned above for the External Sierras is similar to the one developed to the East of the South Pyrenean Central Unit but in the latter is very localized at the Segre oblique ramps.

Key words: Pyrenees, Marginal Sierras, External Sierras, Ebro Basin, growth-strata, syntectonic unconformity, paleomagnetism.

Millán Garrido, H., Pueyo Morer, E.L., Aurell Cardona, M., Luzón Aguado, A., Oliva Urcia, B., Martínez Peña, M.B. y Pocoví Juan, A. (2000): Actividad tectónica registrada en los depósitos terciarios del frente meridional del Pirineo central. *Rev. Soc. Geol. España*, 13 (2): 279-300

En la vertiente sur de la Cadena Pirenaica, en una línea que se extiende paralelamente a la cadena a lo largo de 200 km de longitud, entre Lobera de Onsella (prov. de Zaragoza) por el oeste y Oliana (prov. de Llei-

da) por el este (Fig. 1), emerge el frente surpirenaico reduciéndole espacio a la Cuenca del Ebro y dando origen a las Sierras Exteriores (mitad occidental) y las Sierras Marginales (mitad oriental).

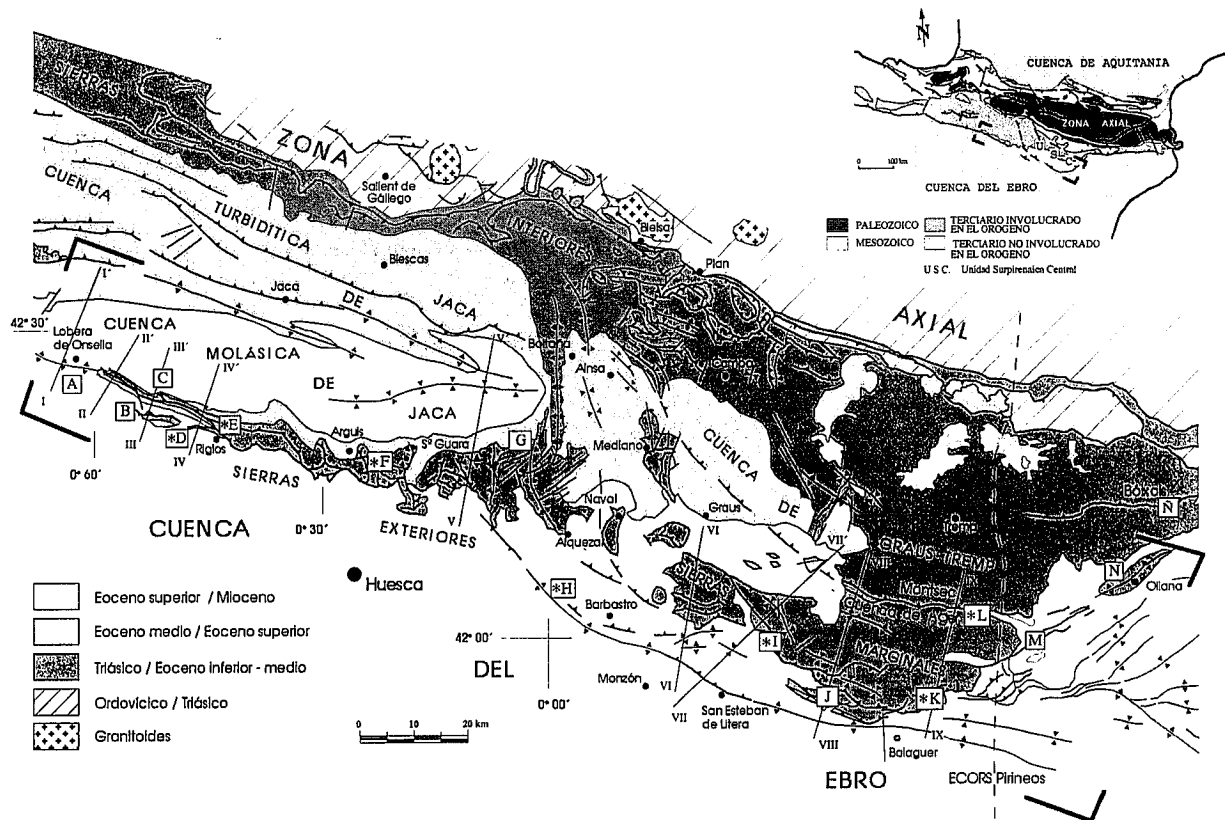


Figura 1.- Mapa de situación de las Sierras Exteriores. Los números romanos indican la situación de los cortes de las figuras 2 y 9. Las letras de los recuadros sitúan los esquemas de la figura 11.

Entre los tópicos más relevantes referentes a la vertiente meridional de los Pirineos y de alguna manera relacionados con los dominios que nos ocupan, recordaremos los siguientes:

La Cadena Pirenaica surge a partir de la convergencia de las placas Ibérica y Euroasiática que determina la inversión de la cuenca mesozoica desarrollada sobre sus márgenes.

Con la inversión de la cuenca empiezan a desarrollarse estructuras compresivas en el Cretácico superior (Santoniense-Campaniense). Se inicia la estructuración de los sistemas de cabalgamientos más precoces y el apilamiento de láminas sobre el margen ibérico (Simó, 1985; Deramond *et al.*, 1993; Vergés y Muñoz, 1990; Teixell, 1992 a y b; Arbués *et al.*, 1996).

Los sistemas de cabalgamientos tienen una marcada preferencia por unos niveles de despegue muy característicos, que son las arcillas con yeso del Triásico superior y, al faltar éstas, las margas del Cretácico superior. La mayor "eficacia" del primero permite movilizar grandes láminas, con moderada deformación interna (Seguret, 1972).

El emplazamiento de las grandes láminas se realiza generalmente en secuencia de bloque inferior, aunque se reconocen retoques y complicaciones, preferentemente en las zonas más externas (Vergés y Muñoz, 1990; Pocoví *et al.*, 1990; Saula y Samsó, 1996).

Con la carga a que se sometió el margen de la Placa Ibérica por el emplazamiento de láminas más precoces, la carga sedimentaria y la acción de fuerzas subcorticales, se produjo una fuerte subsidencia y desarrollo de una cuenca de antepaís (Millán *et al.*, 1995 a; Vergés *et*

al., 1995). La transgresión generalizada del Ilerdiense restablece la sedimentación marina en la mitad oriental, donde había sido reemplazada por ambientes continentales desde el Maastrichtiense hasta finales del Paleoceno. Sus secuencias de depósito se caracterizan por las facies de cuenca con márgenes activos al norte y pasivos con plataformas carbonáticas al sur; con migración de depocentros hacia el sur y generalmente progradación de facies hacia el oeste (Garrido y Ríos, 1972; Muñoz *et al.*, 1983; Puigdefàbregas y Souquet, 1986). La cuenca turbidítica de Jaca, entre el Ilerdiense y el Luteciense, se sitúa en este contexto de cuenca de antepaís (Mutti *et al.*, 1972; Mutti *et al.*, 1985; Labaume *et al.*, 1985; Mutti *et al.*, 1988), y se reconoce su relación con el margen pasivo situado al sur (Barnolas *et al.*, 1991; Teixell, 1992 a y b).

El avance de la colisión continental pirenaica determina el apilamiento antiforme de los bloques de zócalo que formarán la banda de afloramientos paleozoicos de la Zona Axial, al tiempo que la corteza inferior ibérica se sumerge bajo el margen europeo (ECORS, 1988). La cobertera correspondiente a los bloques "apilados" también sufrirá acortamiento con pliegues y cabalgamientos, y el aspecto más característico de su estructura es la existencia de despegues en el Trías (Misch, 1948; Seguret, 1972; Mirouse, 1980; Cámara y Klimowitz, 1985). Dichos despegues permitirán que el desplazamiento se transmita a considerables distancias del apilamiento de las láminas de material paleozoico de la Zona Axial y por encima de un substrato poco o nada deformado (Seguret, 1972; ECORS, 1988). Así los

cabalgamientos de la cobertera "emergen" a distancias de más de 50 km de la zona Axial, en el cabalgamiento frontal surpirenaico (Seguret, 1972).

El conjunto formado por los elementos de paleozoico y la parte de cobertera desplazada por un mismo cabalgamiento forma las "láminas inferiores", las cuales se estructuran esencialmente según una secuencia de bloque inferior. Cada nueva lámina moviliza mayor extensión de cobertera y lleva adosadas las anteriores (Deramond *et al.*, 1993). El cabalgamiento inferior de este sistema es el que emerge en las Sierras Exteriores, movilizándolo toda la cobertera del sector central y ascendiendo por la rampa que corta la serie autóctona de la Cuenca del Ebro. Tradicionalmente se ha considerado que el cabalgamiento de Gavarnie representaba este papel ("nappe de Gavarnie" de Bresson, 1902; Seguret, 1972), aunque se asume que el cabalgamiento del Guarga (Cámara y Klimowitz, 1985; Millán, 1996; Teixell, 1996) añade desplazamiento al frente meridional.

Con estas estructuras desarrolladas sobre el margen de Iberia se acomoda la mayor parte del acortamiento originado por la colisión, que representa un total de casi 150 km, según se estima en el corte ECORS (ECORS, 1988; Losantos *et al.*, 1988; Muñoz, 1992). Todo parece indicar que existe una reducción importante de la magnitud de este acortamiento hacia el oeste (Teixell, 1992 a, 1996).

Los cabalgamientos emergentes a decenas de kilómetros al sur de la Zona Axial determinaron la compartimentación de la cuenca de antepaís colindante. Sobre los elementos de cobertera despegados se desarrollaron cuencas de bloque superior (*piggy-back basins*), como las cuencas de Tremp - Graus sobre la unidad surpirenaica central (láminas de Montsec y Sierras Marginales) y la cuenca molásica de Jaca sobre el manto de Gavarnie (Cámara y Klimowitz, 1985; Montes Santiago, 1992).

Se considera que la forma de las láminas de la unidad surpirenaica central condiciona considerablemente la estructura de las partes colindantes en varios aspectos: Las rampas oblicuas (sectores del Segre y del Cinca) son responsables del desarrollo de pliegues de direcciones muy diferentes a la dominante (N110) de la Cadena, tales como el anticlinal de Oliana por el este (Vergés, 1993) o el anticlinal de Mediano por el oeste. Al oeste de Mediano, las estructuras transversas de las Sierras Exteriores son reflejo de la expansión frontal del sistema imbricado de cabalgamientos (Millán, 1996). Asimismo, por el sur, el desplazamiento de la mencionada unidad surpirenaica se traslada a un nivel de despegue estratigráficamente más alto (Fm Barbastro, yesos del Eoceno superior) y se amortigua en el anticlinal de Barbastro-Balaguer (Martínez Peña y Pocoví, 1988; Sáez *et al.*, 1991; Senz y Zamorano, 1992; Vergés *et al.*, 1992).

Por el oeste, es conocido desde hace medio siglo que las estructuras norte-sur son cada vez más modernas desde las inmediaciones de la unidad surpirenaica central hacia el oeste (Selzer, 1948; Almela y Ríos, 1951 a; Puigdefàbregas, 1975). El registro de la deformación en los estratos sincrónicos ha sido estudiado recientemente (Millán *et al.*, 1994 a), confirmando que el inicio del desarrollo de

los pliegues en cada vez más moderno hacia el oeste y que, mientras tanto, se sigue registrando actividad tectónica en las estructuras formadas anteriormente.

La reducción del acortamiento hacia el oeste, deducible a partir de la estructura de la cobertera en las Sierras Exteriores hace pensar en la necesidad de cierta cantidad de giro de la cobertera situada inmediatamente al norte, en el sentido de las agujas del reloj, para justificarla. La idea del giro fue propuesta por M. Soler (Puigdefàbregas, 1975), confirmada por Hogan (1993) y estudiada en detalle por Pueyo (2000).

También podemos considerar, dentro de la categoría de tópicos, el hecho de que el estado actual de erosión de la cadena es "oportuno" desde varios puntos de vista: La erosión ha sido suficientemente intensa para permitir que afloren estructuras desarrolladas a cierta profundidad, ha sido suficientemente moderada como para que se conserven restos de estructuras y depósitos de numerosos eventos y, además, las incisiones de los grandes ríos ofrecen un amplio intervalo de observación en la vertical. Si a todo esto se añade que la cubierta vegetal generalmente es poco densa (al menos en la vertiente meridional), quedan justificados los atractivos de esta cordillera para las investigaciones geológicas.

Objetivos

Algunos de los tópicos pirenaicos antes mencionados tiene su mejor expresión a lo largo de la larga franja de las Sierras Marginales - Sierras Exteriores. Hemos seleccionado algunos de estos aspectos tomando en consideración que estén convenientemente conocidos y documentados, que su aspecto de afloramiento sea expresivo y también la comodidad de acceso.

En mayor o menor medida tomaremos en consideración los siguientes aspectos:

- 1) Registro de actividad tectónica "precoz" en la parte frontal de la unidad surpirenaica central (lámina de las Sierras Marginales).
- 2) "Expansión" del dominio afectado por tectónica compresiva hacia el oeste entre el Eoceno y el Oligoceno inferior, con desarrollo de los pliegues N-S de las Sierras Exteriores Aragonesas.
- 3) Registro del emplazamiento de los sistemas de cabalgamientos de las Sierras Exteriores en los sedimentos de edades comprendidas entre el Eoceno medio y el Mioceno inferior, primero expandiéndose hacia el oeste y luego restringiéndose hacia el este.
- 4) Transferencia del desplazamiento al nivel de despegue de los Yesos de Barbastro y desarrollo del anticlinal de Barbastro - Balaguer.
- 5) Permanencia de la actividad tectónica en el intervalo comprendido entre las etapas de "expansión" y "retirada" en los dominios implicados.

Marco estructural

Esencialmente el dominio que nos ocupa (Fig. 1) es el contacto entre la Cuenca del Ebro y el Prepireneo

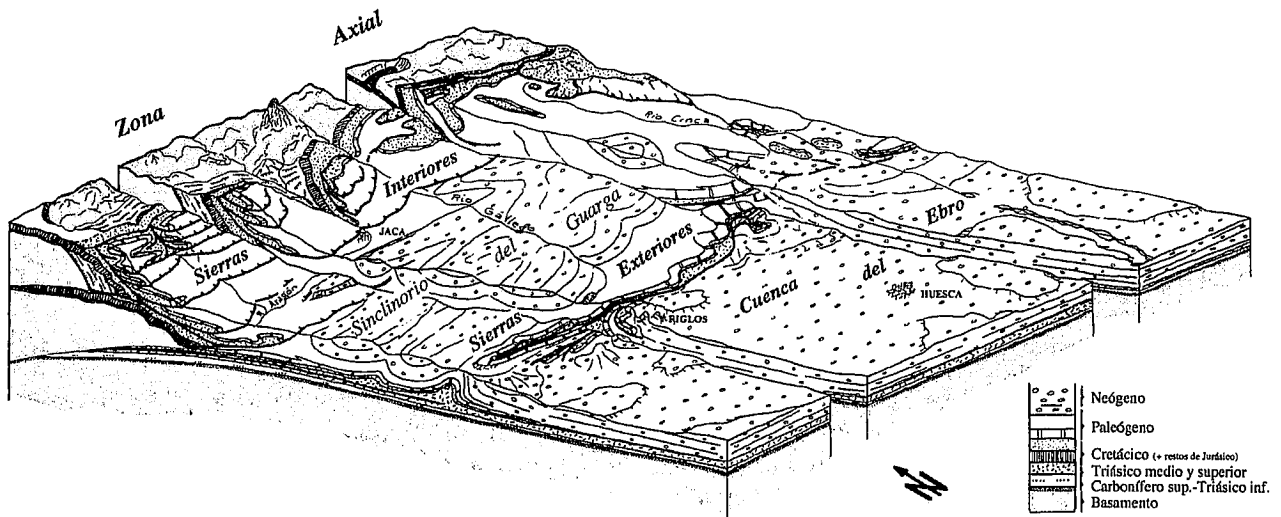


Figura 2.- Bloque diagrama de la vertiente surpirenaica sin escala ni rigor en las proporciones.

meridional en su sector central (Aragón y Cataluña occidental). Existen marcadas diferencias entre las partes situadas a un lado y otro de la divisoria del río Cinca.

Al oeste del Cinca, las Sierras Exteriores separan la cuenca molásica de Jaca de la Cuenca del Ebro (Fig. 2) y se caracterizan por dos aspectos muy destacados: 1) La gran estructura cabalgante hacia el sur, que representa la “salida” de los cabalgamientos que transportan la Cuenca de Jaca (frente meridional de Gavarnie + Guarga). En esta estructura se distinguen numerosas láminas imbricadas. Las relaciones de estas escamas con los depósitos sintectónicos del margen de la Cuenca del Ebro son complejas pero el estado de conservación en que se encuentran da lugar a que se pueda considerar un paraje excepcional para el estudio de las relaciones tectónica - sedimentación. 2) En el flanco norte se encuentra un conjunto de pliegues transversos (norte-sur), que se han desarrollado simultáneamente a la sedimentación de las formaciones marinas del Eoceno, hecho que queda registrado en espectaculares abanicos de capas que permiten un control riguroso de la edad y velocidad de crecimiento.

Al este del Cinca, las Sierras Marginales forman una franja más ancha que la occidental, y constituyen la parte frontal de la “unidad surpirenaica central”. Este sector queda delimitado por la Cuenca de Tremp-Graus y la Sierra del Montsec al norte y la Cuenca del Ebro al sur. Esta franja está formada por numerosas láminas de cabalgamiento de vergencia dominante al sur en las que se suele identificar la serie de la cobertera de espesor muy reducido por razón de su carácter marginal respecto a la cuenca mesozoica y terciaria. Los cabalgamientos están indefectiblemente jalonados por una banda de arcillas con evaporitas del Trías superior, que es el nivel de despegue más eficaz en toda la supraestructura de la cadena. En el relieve se identifican numerosas “sierras” arqueadas, de distinto grado de curvatura, y

con la convexidad mirando preferentemente al sur. El estado de conservación de los depósitos sintectónicos es más precario que en la parte aragonesa. Además, a menudo están afectados por la tectónica más reciente y su interpretación puede ser más complicada.

Otra característica de la parte oriental es que la franja colindante de la Cuenca del Ebro se integra en el edificio pirenaico por el despegue de la serie continental (Oligoceno) en la base del tramo de yesos del Eoceno superior (Fm Barbastro). El Anticlinal de Barbastro – Balaguer delimita la zona despegada por el sur. Entre el núcleo de este anticlinal y los relieves calcáreos (Sierras propiamente dichas) existe un conjunto de pequeñas láminas de dimensiones similares a las de la banda más meridional de las Sierras, pero con menos relevancia topográfica, dado que están constituidos por las areniscas, limolitas, arcillas o yesos del Eoceno teminal y Oligoceno.

Sierras Exteriores

En Aragón el frente de cabalgamiento surpirenaico aflora a lo largo de más de 100 km, entre el valle de Onsella (afluente del río Aragón) y el valle del Cinca y genera el relieve de las Sierras Exteriores. En esta estructura se ven implicados materiales de edades comprendidas entre el Triásico medio y el Mioceno inferior (Mallada, 1878; Selzer, 1948; Almela y Ríos, 1951 a y b; Alastrué *et al.*, 1957; Crusafont *et al.*, 1966).

En la serie estratigráfica “tipo”, las arcillas con evaporitas, tramos dolomíticos y lacolitos de doleritas del Trías medio y superior (Fm Pont de Suert de Mey *et al.*, 1968) son los materiales más antiguos que afloran. En la situación más general, sobre el Trías se encuentra un tramo de unos 50-100 m de calizas arenosas y calizas bioclásticas (Formaciones Adrahet y Bona; Mey *et al.*, 1968), depositadas en ambiente de plataforma de las últimas secuencias del Cretácico superior (Vallcarga, Arén). Excepcionalmente, bajo la transgresión cretáci-

ca se han conservado retazos de Lías (Comas *et al.*, 1989). Sobre el Cretácico marino se encuentran entre 70-90 m de depósitos lacustres y continentales, correspondientes al tránsito Cretácico-Terciario, denominadas facies Garumn en la literatura pirenaica (Fm Tremp; Mey *et al.*, 1968). Puede faltar el registro sedimentario de la parte superior de la serie continental. Entre el Eoceno inferior y medio se restablece la sedimentación marina con los depósitos de plataforma somera, de la Fm Guara (Puigdefàbregas, 1975), muy extendidos de todo el sector centro-occidental, generalmente en paraconformidad sobre las facies continentales o lacustres de la Fm Tremp. Su espesor varía desde unos 1000 m en el sector oriental a cerca de 70 m en el occidental, con importantes cambios locales debidos a su carácter sintectónico (Samsó *et al.*, 1994; Millán, 1996; Millán *et al.*, 1994 b).

Al igual que en el caso de la Fm Guara, las siguientes unidades litoestratigráficas están total o parcialmente influidas por la tectónica regional. En las zonas occidentales y centrales de las Sierras Exteriores las calizas eocenas hacia techo pasan a facies más profundas representadas principalmente por margas azules, con intercalaciones de niveles siliciclásticos y de calizas bioclásticas, que se integran en la Fm Arguis (Mangin, 1959-60). En las partes orientales de las Sierras sobre las calizas de la Fm Guara se apoyan facies transicionales y deltaicas incluidas en la Fm Belsué-Atarés (Puigdefàbregas, 1975); éstas últimas, hacia el oeste, se interdigitan con las margas de prodelta y rampa externa de la Fm Arguis llegando a superponerse a las mismas. La edad de estas formaciones es Eoceno medio-superior (Mallada, 1878; Canudo, 1990; Canudo *et al.*, 1988, 1991; Pueyo *et al.*, 2000 a). Especialmente en el caso de la Fm Arguis, además de presentar llamativos cambios de espesor relacionados con el crecimiento de los anticlinales norte-sur, muestran asimismo una notable disminución de su potencia hacia el oeste.

Las facies transicionales que acabamos de describir se ven sustituidas en la vertical por la potente serie continental de la Fm Campodarbe (Puigdefàbregas, 1975). Su espesor ronda los 3000-4000 m en el entorno de las Sierras y, al contrario que las formaciones anteriores, aumenta hacia el oeste. Su edad abarca desde el Eoceno superior hasta el Oligoceno inferior, siendo exclusivamente de edad Oligoceno en el sector occidental.

La Fm Uncastillo (Puigdefàbregas, 1975) es la más reciente de todas las unidades estratigráficas que registran el acortamiento del frente cabalgante. Aflora discordante sobre cualquiera de las formaciones descritas con anterioridad y principalmente se localiza en vertiente meridional de las Sierras, en el "nuevo" margen de la Cuenca del Ebro, recortada por la estructuración de las Sierras. Su edad se extiende desde el Oligoceno superior al Mioceno inferior estando constituida por conglomerados, areniscas, limos y arcillas (Arenas, 1993; Arenas *et al.*, 2000).

El despegue y traslación de la cobertera estuvo controlado por los materiales incompetentes del Trías medio y superior (Fm Pont de Suert, facies Keuper) que actuaron como nivel de despegue principal. El substrato

o basamento anterior al Trías medio (tegumento del Trías inferior + zócalo hercínico) permanece a profundidades que superan los -4000 m (Riba *et al.*, 1983; Lanaja, 1987; Guimerà, 1992) en la vertical de este sector de Sierras con una moderada pendiente hacia el norte y sin accidentes significativos.

El sistema de cabalgamientos que emerge en las Sierras Exteriores se entronca por el norte, en profundidad, con un sistema mayor que involucra al basamento (Seguret, 1972; Labaume *et al.*, 1985; Cámara y Klimowitz, 1985; Teixell, 1992 a), emplazado en secuencia de bloque inferior. Los últimos cabalgamientos de esta secuencia movilizan "a sus espaldas" el edificio estructurado por los precedentes y cada vez mayores extensiones de la cobertera. El manto de Gavarnie representa la unidad desplazada por el cabalgamiento inferior del sistema, que se extiende a todo el conjunto alóctono del sector central de la vertiente sur, hasta el frente de las Sierras (Fig. 2). El Cabalgamiento del Guarga (Cámara y Klimowitz, 1985; Teixell, 1992 a, 1996; Millán, 1996) reactiva el conjunto y acentúa el desplazamiento en el frente de las Sierras.

En las Sierras Exteriores, la parte frontal de esta gran unidad alóctona desplazada hacia el sur emerge, determinando la partición de la cuenca de antepaís surpirenaica en la Cuenca de Jaca al norte (sobre la unidad alóctona) y la Cuenca del Ebro al sur. La vertiente norte de las Sierras, a su vez flanco sur del sinclínorio de la Cuenca de Jaca, forma un gran afloramiento continuo de toda la serie de cobertera. La vertiente sur es más compleja y se caracteriza por la presencia de numerosas láminas imbricadas de vergencia dominante al sur y con la parte frontal parcialmente fosilizada por depósitos sintectónicos del margen de la Cuenca del Ebro.

Estructura de la vertiente norte de las Sierras Exteriores. Desarrollo de los pliegues transversos

Toda la vertiente norte de las Sierras Exteriores está formada por un afloramiento extenso y prácticamente continuo de la serie de cobertera que buza predominantemente al norte. A intervalos bastante regulares de unos 10 km, está afectada por una serie de pliegues de eje aproximadamente perpendicular al rumbo de las Sierras, que consta de anticlinales apretados y sinclinales laxos (la semilongitud de onda de los sinclinales es unas cuatro veces mayor que la de los anticlinales, tomando como referencia el techo de las calizas de la Fm Guara). El tamaño (amplitud) y la edad de los anticlinales decrece hacia el oeste. (Selzer, 1948; Almela y Ríos, 1951 a; Puigdefàbregas, 1975...). Generalmente son pliegues de despegue o de propagación de falla. Tienen fuerte inmersión al norte por el efecto de la emergencia del conjunto en la parte frontal de las Sierras. Las partes actualmente observables representan los extremos septentrionales de estructuras oblicuas que entroncaban hacia el sur con las frontales y que han quedado truncadas por cabalgamientos posteriores, de edad Oligoceno superior - Mioceno inferior (p. ej. el

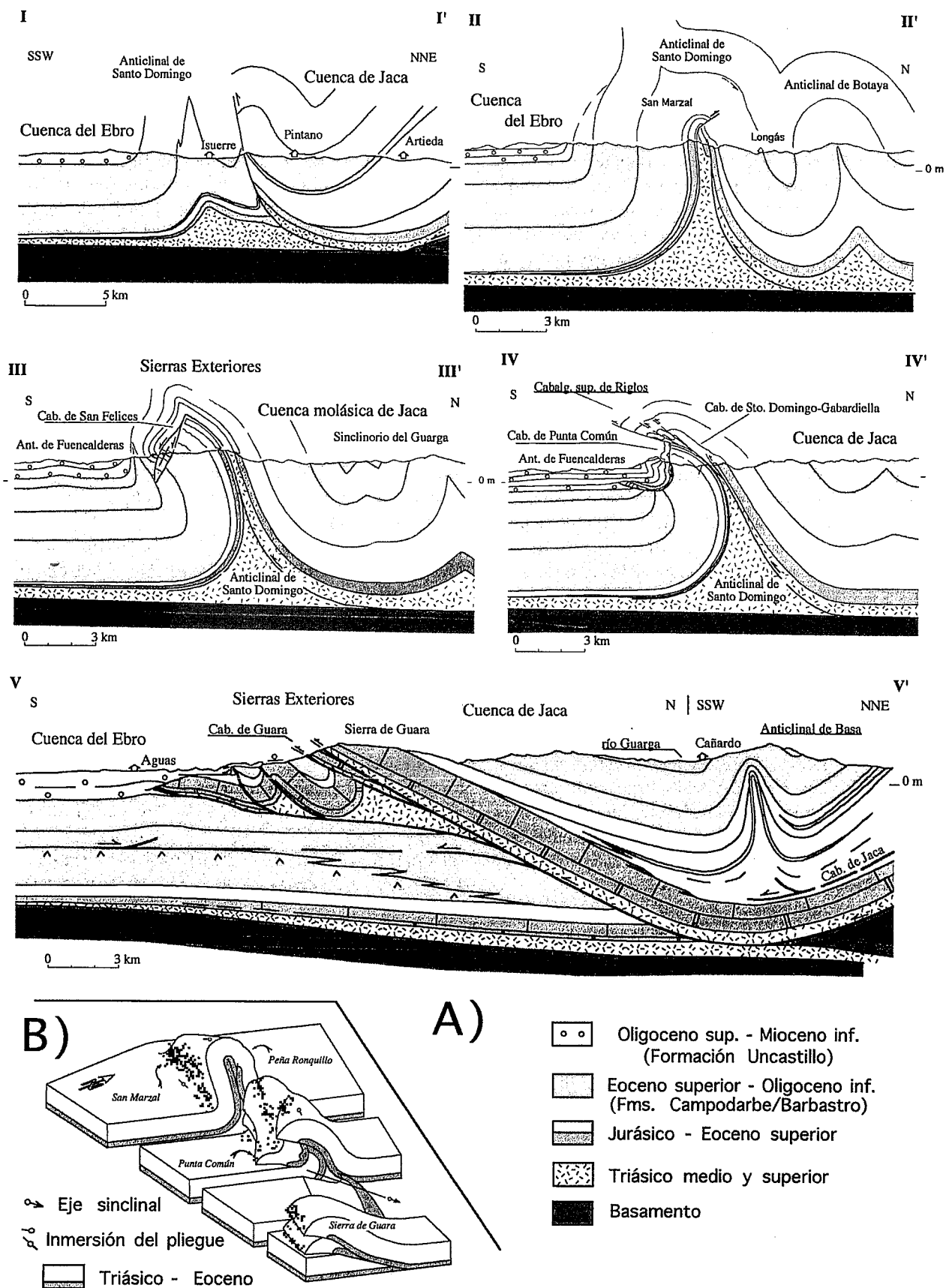


Figura 3.- Cortes geológicos de las Sierras Exteriores (Arenas *et al.*, 2000): A) Cortes (ver situación en Fig. 1). B) Bloque diagrama esquemático del anticlinal de Santo Domingo y evolución de la estructura hacia el este (Millán *et al.*, 1995).

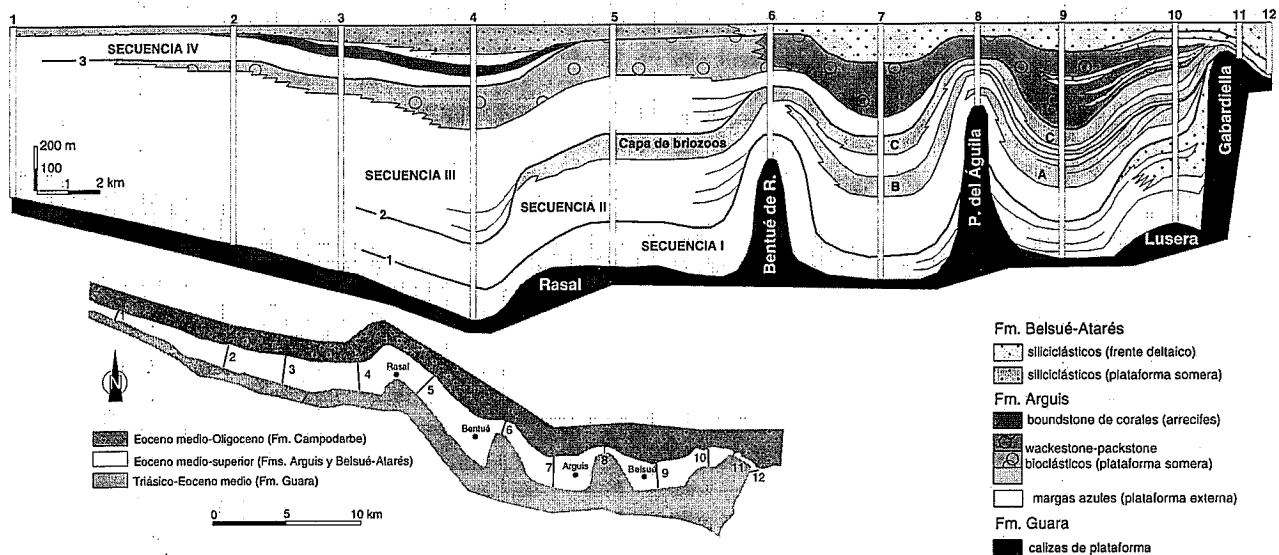


Figura 4.- Secuencias de depósito del Eoceno marino en relación con el desarrollo de los pliegues transversos (Millán *et al.*, 1994 a). A) Panel de correlación de las columnas, distribución de facies, límites de secuencias y su relación con los pliegues. Los números de la parte superior corresponden a las columnas estratigráficas y los del interior de la figura se refieren a las rupturas. B) Esquema de situación de las columnas representadas en A.

cabalgamiento de Santo Domingo – Gabardiella, Fig. 3) y por la erosión de las partes más levantadas de las Sierras. Una parte importante de la evolución tectosedimentaria de Sierras Exteriores ha quedado registrada en estos pliegues transversos. El análisis estructural y sedimentológico permite hacer precisiones en torno a su cinemática (Millán *et al.*, 1994 a). Este estudio revela que, aún cuando existe un desplazamiento progresivo de la deformación de este a oeste, el crecimiento de la mayoría de estos anticlinales se da desde el Bartonien se al Priaboniense de forma simultánea, de modo que la deformación en los anticlinales más orientales continúa, a la par que se inicia el crecimiento de las estructuras más occidentales.

La propagación del frente cabalgante hacia el sur-suroeste, según una secuencia de bloque inferior entre el Eoceno medio y el Oligoceno da lugar a que se forme una gran rampa de bloque inferior sobre la que se desplaza la serie mesozoica y terciaria a favor de las margas y evaporitas triásicas (p. ej. Cámara y Klimowitz, 1985; De Paor y Anastasio, 1987; McElroy, 1990; Anastasio, 1992).

El avance del conjunto alóctono hacia el sur se realiza dentro de un contexto de rotación horaria producido por la mayor traslación del frente de cabalgamiento surpirenaico en la zona oriental. Aunque el grado de giro no es constante a lo largo de las Sierras (por ejemplo, 44° de rotación máxima en el sector occidental; 23°, como promedio, en el sector central y reducción a sólo 18° en la parte más oriental del mismo. Ver Tabla I), su existencia permite explicar los anticlinales transversos como estructuras oblicuas de orientación original próxima a noroeste-sureste y, en consecuencia, compatibles con la dirección de compresión pirenaica (Pueyo, 2000 a).

Desarrollo de los pliegues transversos en relación con las secuencias de depósito del Eoceno

En el intervalo Luteciense terminal-Priaboniense inferior del sector central de las Sierras Exteriores (Formaciones Arguis y Belsué-Atarés) se identifican cuatro secuencias deposicionales (Millán *et al.*, 1994 a). La figura 4 muestra la correlación y distribución de los principales grupos de facies reconocidos y las secuencias deposicionales (SD I-IV). Los límites de estas unidades están asociados a cambios litológicos y sedimentológicos bruscos y discordancias angulares locales. Hacia zonas occidentales más distales, las discontinuidades pasan lateralmente a conformidades correlativas.

Por lo general, cada secuencia está constituida por una unidad margosa inferior, correspondiente al depósito distal de una plataforma de tipo rampa, y una unidad carbonatada o siliciclástica superior, depositada en medios de plataforma somera o rampa proximal. La extensión lateral de estas facies carbonatadas es progresivamente mayor en las secuencias más recientes, de manera que hay una progradación en conjunto de las facies de plataforma hacia el oeste (Fig. 4). Las características más relevantes de cada una de estas secuencias son:

Secuencia I: margas azules y margas arenosas con glauconita. El límite inferior está representado por una superficie ferruginizada y encostrada, a veces con una alta concentración de glauconita, que se encuentra en el techo de las calizas de la Fm Guara. Se trata de una discontinuidad producida por la profundización brusca de la plataforma. La edad de esta secuencia es Luteciense terminal-Bartoniense inferior (Canudo *et al.*, 1988, 1991), entre 41,52 y 40,04 Ma (Fig. 5). Su poten-

cia es muy variable: desde los 400 m en las proximidades de Lúsera, hasta estar ausente en las charnelas de los anticlinales de Gabardiella y del Pico del Aguila.

La litología predominante es la de margas azules prácticamente azoicas (dominan los foraminíferos planctónicos en la base) y con escasa bioturbación. Al este aumentan los componentes silicilásticos y en el perfil de Lúsera (Fig. 4, perfil 10) se reconocen niveles con estratificaciones cruzadas de hasta 15 m de potencia, intercalados entre las margas arenosas. Estos niveles se organizan en secuencias estrato y granocrecientes y corresponden a las facies de progradación de un frente deltaico.

Secuencia II: la plataforma de briozoos. El límite inferior es una discordancia angular de bajo ángulo al este de Lúsera, donde está también representada por una brusca transición entre los niveles silicilásticos y las margas bioclásticas suprayacentes. Hacia el oeste presenta geometrías de *onlap* en ambos flancos de los anticlinales del Pico del Aguila y de Bentué de Rasal. Entre las localidades de Arguis y Rasal, el límite se localiza a techo del último banco con glauconita de la secuencia precedente. Este límite implica un importante cambio litológico, que no se observa al oeste de Rasal, donde la litología margosa es mucho más homogénea (conformidad correlativa). La edad de esta secuencia es Bartonense medio y superior (Canudo *et al.*, 1988, 1991), entre 40,04 y 37,74 Ma (Fig. 5). La secuencia alcanza sus máximos espesores en el sinclinal de Arguis (500 m), se reduce a la mitad en las charnelas de los anticlinales del Pico del Aguila y de Bentué de Rasal y no sobrepasa los 50 m en la de Gabardiella.

La parte inferior de la secuencia consiste en margas azules escasamente bioturbadas, con fósiles bentónicos dispersos. Hacia el techo, el contenido fósil y la bioturbación aumentan. Las capas pueden estar amalgamadas, formando potentes sucesiones carbonatadas, que se agrupan en tres niveles. La extensión lateral de cada uno de éstos está claramente condicionada por los anticlinales norte-sur. El nivel inferior (Fig. 4, nivel A) se restringe al sinclinal de Belsué y está limitado a techo por una superficie de erosión entre las localidades de Belsué y Lúsera. El nivel intermedio (Fig. 4, nivel B) se extiende hasta el sinclinal de Arguis, mientras que el tercero progradó más al oeste, hasta el anticlinal de Rasal. Este tercer nivel carbonatado forma un nivel fotogeológico muy característico entre las localidades de Bentué de Rasal y Rasal que corresponde a la "capa de briozoos" de Puidefàbregas (1975). Al oeste de Rasal pasa lateralmente a una capa glauconítica de 0,2 m de espesor que contiene abundantes restos de briozoos.

Secuencia III: la plataforma de pectínidos. Al oeste de Rasal, el límite inferior se encuentra en el techo del nivel glauconítico descrito anteriormente. Más al oeste el nivel está ausente, y el límite entre las secuencias II y III es una conformidad correlativa, mientras que hacia el este, está marcado por la superposición de un potente tramo margoso sobre la "capa de briozoos". Estas mar-

gas definen una geometría de *onlap* en el flanco occidental de los anticlinales de Rasal y Bentué de Rasal.

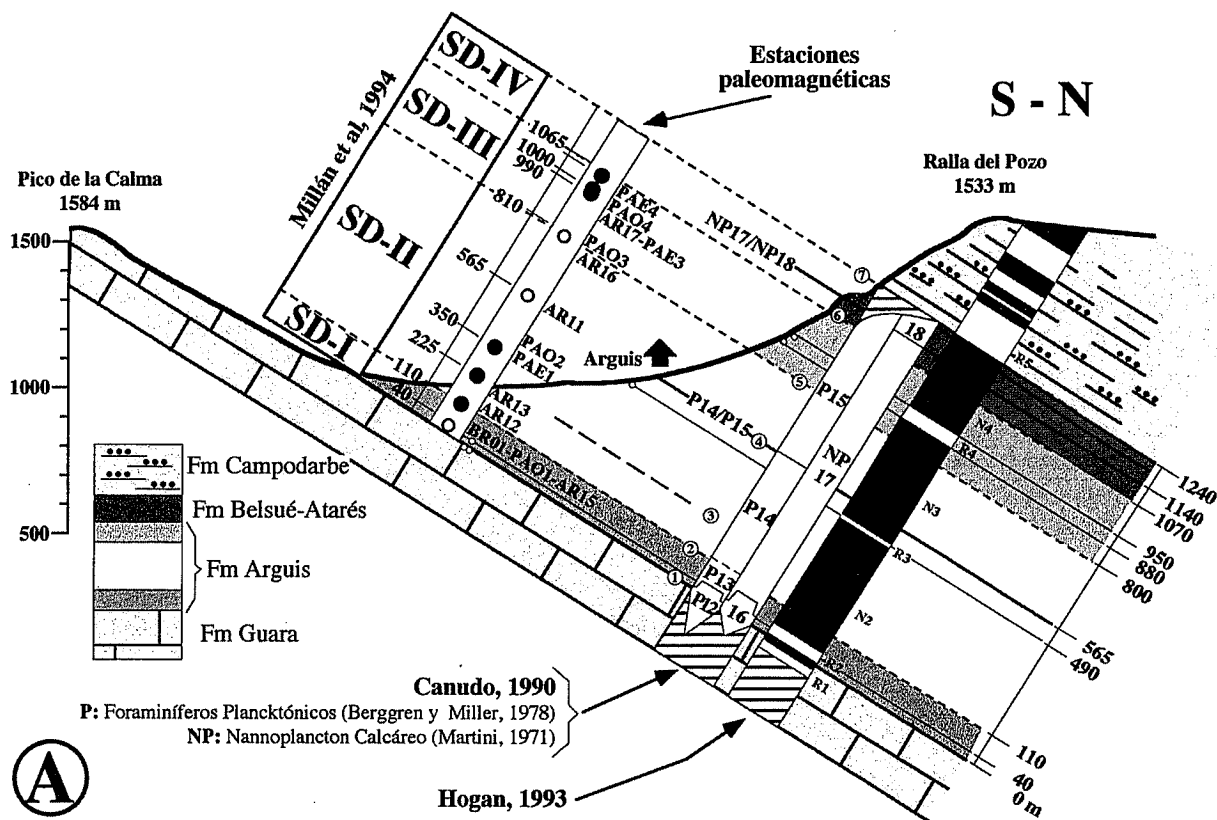
La secuencia se depósito al final del Bartonense, entre 37,74 y 37,14 Ma (Fig. 5). Sus potencias máximas (500-700 m) se encuentran al oeste del anticlinal de Rasal, mientras que en los anticlinales de Gabardiella y Pico del Aguila los espesores rondan los 100 m.

La parte inferior de la secuencia consiste en margas azules escasamente bioturbadas, que pasan a facies carbonatadas someras hacia techo y hacia zonas orientales más proximales (Fig. 4). Estas facies están muy bien desarrolladas entre Bentué de Rasal y Rasal, donde se encuentra un conjunto de secuencias carbonatadas estrato y granocrecientes de 10 a 30 m de espesor, con abundantes niveles bioclásticos, y pasan lateralmente (sinclinales Arguis y Belsué) a otra de carácter más margoso, también con niveles bioclásticos con abundantes foraminíferos bentónicos, y niveles silicilásticos, que son muy abundantes al este del sinclinal de Belsué (Fig. 4, perfiles 9 y 10).

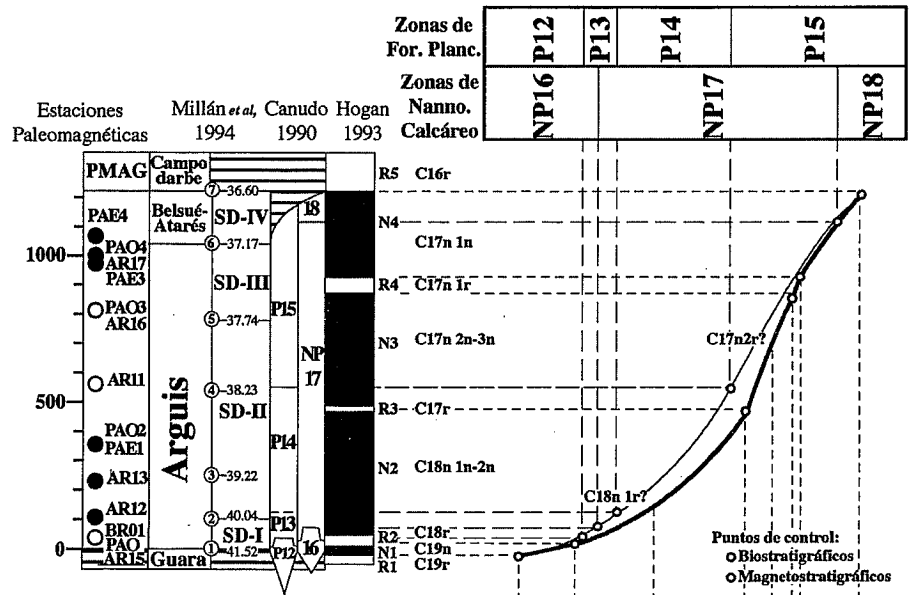
Secuencia IV: plataforma silicilástica y de corales. El límite está marcado por un cambio litológico significativo a lo largo de todo el sector estudiado. Entre las localidades de Belsué y Bentué, coincide con el límite entre las formaciones Arguis y Belsué-Atarés. En las proximidades de Rasal se encuentran, además, hasta 100 m de facies margosas sobre los últimos niveles de la plataforma de pectínidos de la secuencia anterior. El límite superior de la secuencia coincide con el límite entre las formaciones Belsué-Atarés y Campodarbe, y representa el tránsito brusco hacia los ambientes continentales. La edad de esta unidad es Priabonense inferior, entre 37,14 y 36,60 Ma (Fig. 5). Sus espesores máximos se registran en las proximidades de las localidades de Arguis y Rasal (200 y 300 m, respectivamente), mientras que en las charnelas de los anticlinales de Gabardiella, Pico del Aguila y Bentué, esta secuencia no supera los 50 m.

Se distinguen tres litofacies: Hacia el este se encuentran margas arenosas, con intercalación de bancos silicilásticos organizados en secuencias estrato y granocrecientes, correspondientes a secuencias de progradación deltaica (p. ej. la Fm Belsué-Atarés). A partir del flanco oeste del anticlinal de Bentué, estas facies pasan lateralmente a areniscas tabulares con frecuentes trenes de *ripples*, entre las que se intercalan capas gradadas de bioclastos (bivalvos y foraminíferos bentónicos). Esta litofacies corresponde a la Fm Yesté-Arrés y su depósito tuvo lugar en ambientes de plataforma somera, con frecuente retrabajamiento por el oleaje. El tercer grupo de litofacies se encuentra al oeste del anticlinal de Rasal, y consiste en margas que pasan lateral y verticalmente a facies arrecifales, con abundantes restos de corales coloniales, briozoos y algas calcáreas.

Evolución sedimentaria: origen de las secuencias. En general, cada una de las secuencias diferenciadas está formada por dos unidades. La inferior, de 0 a 400



A



B

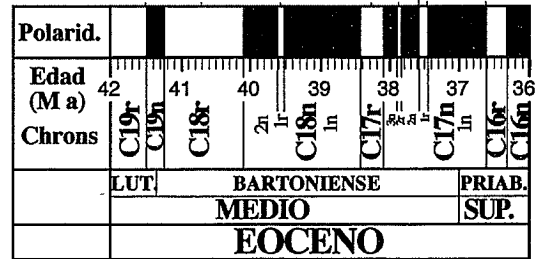


Figura 5.- Corte de Arguis: A) corte con situación de las muestras y límites de secuencias. B) Gráfico de calibrado: Tasa de acumulación frente a tiempo (Pueyo et al., 2000 b).

m de potencia, está formada por margas azules escasamente bioturbadas depositadas en dominios distales de la plataforma, por debajo del nivel de base de tormentas. La unidad superior consiste en facies carbonatadas o siliciclásticas someras y puede alcanzar hasta 200 m de espesor. La potencia de estas facies se mantiene relativamente constante a lo largo de las charnelas de los anticlinales norte-sur y de los sinclinales intermedios. En contraste, la unidad margosa inferior presenta cambios de potencia más significativos debido a los frecuentes dispositivos en *onlap* y abanicos de capas en los flancos de los anticlinales norte-sur. De acuerdo con Millán *et al.* (1994 a), asumiendo tasas de sedimentación relativamente constantes en el transcurso de cada secuencia, este hecho revelaría que, aún cuando se produce un crecimiento continuo de los anticlinales norte-sur, su tasa de crecimiento sería mayor durante el inicio del depósito de cada una de las secuencias analizadas.

En el modelo propuesto, la tasa de crecimiento de los anticlinales y de creación de acomodación en la cuenca no se mantuvo constante a lo largo del depósito de cada una de las secuencias diferenciadas. De esta manera, el inicio de una secuencia se ha correlacionado con un brusco incremento de la actividad tectónica, que implicaría una importante creación de acomodación en la cuenca y un incremento en la tasa de crecimiento de los anticlinales norte-sur. Este brusco incremento de la acomodación explica que los límites de secuencia no sean superficies de exposición subaérea, sino superficies de inundación, tal y como muestra el paso neto de las facies carbonatadas someras a las margas profundas en los límites de las secuencias. La progradación de las facies someras en la parte superior de las secuencias, tendría lugar durante episodios posteriores de deceleración de la actividad tectónica, que implicarían una menor creación de acomodación, que estaría distribuida en la cuenca de forma más homogénea.

Hay que notar que los anticlinales norte-sur y las superficies de inundación que limitan las secuencias, son marcadores tectónicos de la nueva acomodación creada en la cuenca. Por tanto, los anticlinales norte-sur no son la causa de la creación de la acomodación. El origen de la acomodación está en relación con el basculamiento de toda la plataforma meridional de la Cuenca de Jaca, debido tanto a la carga producida por las unidades cabalgantes y la serie sedimentaria, como a la acción de fuerzas ligadas a la subducción de la placa Ibérica (Puigdefàbregas *et al.*, 1992; Barnolas y Teixell 1992; Millán *et al.*, 1995 a). Los anticlinales norte-sur son estructuras oblicuas que registran una parte del acortamiento asociado con el movimiento de la lámina cabalgante (Millán, 1996).

El modelo tectónico propuesto por Millán *et al.* (1994 a) para explicar el origen de estas secuencias, es coherente con el propuesto por Barnolas y Teixell (1992) para el Eoceno de la Cuenca de Jaca. Estos autores postulan la alternancia de etapas de alta actividad tectónica (relacionadas con los sucesivos emplazamientos de los mantos de cabalgamiento surpirenaicos), responsables de la aparición de superficies de inundación en las plataformas carbonatadas someras, así como geometrías de *onlap* en los

sedimentos más profundos suprayacentes. Los periodos subsiguientes de disminución de la actividad tectónica implican una somerización de la cuenca, con la instalación y progradación de las plataformas carbonatadas.

Desarrollo de los pliegues transversos en relación con el registro paleomagnético. Ejemplo del Pico del Aguila

La excelente calidad del afloramiento de la serie marina entre el Luteciense superior y el Priaboniense inferior (Formaciones Arguis y Belsué-Atarés) permitió la realización de dos perfiles detallados y continuos, en el flanco oeste del Pico del Aguila, con fines cronológicos: uno bioestratigráfico (Canudo, 1990) y otro magnetoestratigráfico (Hogan, 1993). La combinación de ambos y su comparación con la calibración de las biozonas de foraminíferos planctónicos y nannoplancton calcáreo con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (Cande y Kent, 1995; Berggren *et al.*, 1995) ha dado lugar a la adquisición de un control preciso y continuo de la edad de los materiales sintectónicos (Fig. 5 A) y de la variación de las tasas de acumulación (Pueyo *et al.*, 2000 a) que oscilan entre 38 mm/Ma. en la base (niveles con glauconita) a los 586 mm/Ma. en los niveles más altos de la Fm Belsué-Atarés (Fig. 5 B).

Aprovechando la calibración de la serie sintectónica (Fig. 5) y los indicios que apuntaban a la existencia de una variación del valor de rotación a lo largo de la serie estratigráfica, se llevó a cabo un estudio magnetotectónico en ambos flancos del anticlinal del Pico del Aguila (14 estaciones y más de 150 muestras analizadas) con el objeto de controlar de forma precisa el registro diferencial de la rotación del cabalgamiento basal responsable de la generación de los anticlinales de despegue. Las estaciones localizadas en los niveles inferiores mostraron (Fig. 6 A) valores de rotación elevados entre $46^\circ (+/- 18^\circ)$ y $30^\circ (+/- 16^\circ)$ mientras que en los niveles superiores inmediatamente infrayacentes a la Fm Campodarbe las rotaciones observadas no fueron significativas (7° , 4° y -3°); además no se encontraron diferencias importantes relacionadas con el desarrollo del anticlinal (los valores encontrados para una posición estratigráfica dada son similares en ambos flancos). Si se compara la variación de la magnitud de la rotación frente al tiempo (Fig. 6 A) se observa una clara tendencia al decrecimiento de este valor con una tasa de $10^\circ/\text{Ma}$. Una de las conclusiones más importantes de este hecho en el conjunto de los datos paleomagnéticos de las Sierras Exteriores es la migración de los ejes de rotación hacia el oeste durante el Eoceno-Oligoceno. De esta forma el sector Central habría sufrido acortamiento diferencial al menos durante el Bartonense y posteriormente se habría trasladado hacia el sur sin diferencias importantes de transporte a lo largo del frente (ausencia de rotaciones) durante el Oligoceno y Mioceno. Mientras que el sector Occidental acomodaría rotaciones durante el segundo estadio evolutivo del cabalgamiento basal (Oligoceno superior - Mioceno, Fig. 6 B-D)

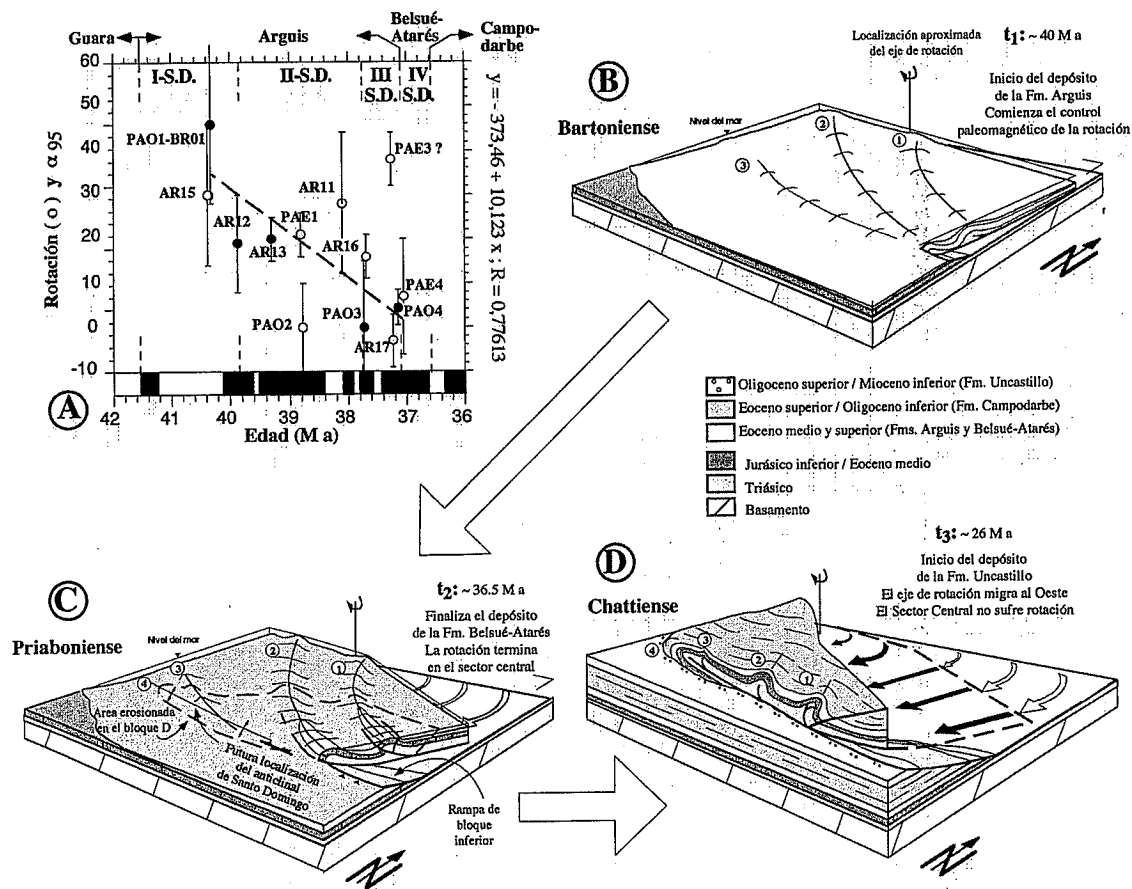


Figura 6.- Gráfico de rotación frente a tiempo (A) y bloques explicativos de la relación de la rotación y el ascenso sobre la rampa de bloque superior (B,C y D). Los números de los círculos hacen alusión a estructuras reales, representadas sin escala ni proporciones, que pueden ser: 1) anticlinal del Pico del Aguila, 2) anticlinal de Rasal, 3) frente de cabalgamiento de San Felices - Punta Común y 4) Anticlinal de Santo Domingo.

Estructura de la vertiente sur de las Sierras Exteriores

Después de ocuparnos de los pliegues transversos que afloran en la vertiente norte, tomaremos en consideración la estructura de la parte frontal. En el mapa de situación (Fig. 1) y con algo más de detalle en el de la figura 8, así como en los cortes (Figs. 2 y 7) se aprecian tres modos claramente diferentes de presentarse el frente de las Sierras Exteriores, que por su localización permiten hacer una división práctica "a tercios" en sectores occidental, central y oriental (Millán, 1996):

En el tercio occidental (oeste de Riglos, Fig. 1) el rasgo más sobresaliente de la estructura es la existencia de un gran anticlinal de flancos paralelos (Fig. 3 A, cortes II, III y IV), vergente al sur y con un afloramiento continuo de materiales triásicos (nivel de despegue en el núcleo). Es el anticlinal de Santo Domingo. En su extremo occidental (San Marzal) el eje tiene fuerte inmersión hacia el oeste, determinando la aparente desaparición de la estructura bajo la potente Fm Campodarbe. Más al oeste, en superficie, sólo se observan pliegues angulares muy apretados (Oliva *et al.*, 1996), con importantes despegues capa sobre capa en dicha formación continental (Fig. 3 A, corte I).

En el flanco N del anticlinal de Santo Domingo se observan los pliegues transversos más occidentales (y

por tanto, los más recientes y menos desarrollados del conjunto antes comentado).

En el flanco sur, en cambio, se encuentra la parte frontal de dos láminas de cabalgamiento de vergencia sur, con las depósitos sitectónicos que se originaron en su parte frontal perfectamente conservados, involucrados (verticalizados) en el flanco del anticlinal. Se trata de las láminas de San Felices y Punta Común, así como de las correspondientes discordancias sintectónicas de Biel y Agüero, desarrolladas en la parte alta de la Fm Campodarbe y la inferior de Uncastillo, respectivamente (Fig. 3 A, cortes III y IV). En su parte caudal, ambas láminas han perdido la continuidad con el flanco norte por la erosión de las partes más levantadas de la estructura (Pocoví *et al.*, 1990; Millán *et al.*, 1995 b).

En la orilla izquierda del Gállego (inmediatamente al norte de Riglos), el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo desaparece bajo un conjunto de láminas que se conectan con el flanco norte. Todo el conjunto de láminas está plegado y, en este punto tiene una moderada inmersión al este (Puigdefàbregas y Soler, 1973).

En el sector central (entre Riglos y S^a de Guara; Fig. 1), se observa un sistema de láminas en el que se reconocen los siguientes hechos: 1) su parte caudal se entronca con el cabalgamiento que emerge en la base de la serie del flanco norte del anticlinal de Santo Domingo (cabalgamiento de Santo Domingo - Gabardiella; Millán, 1996);

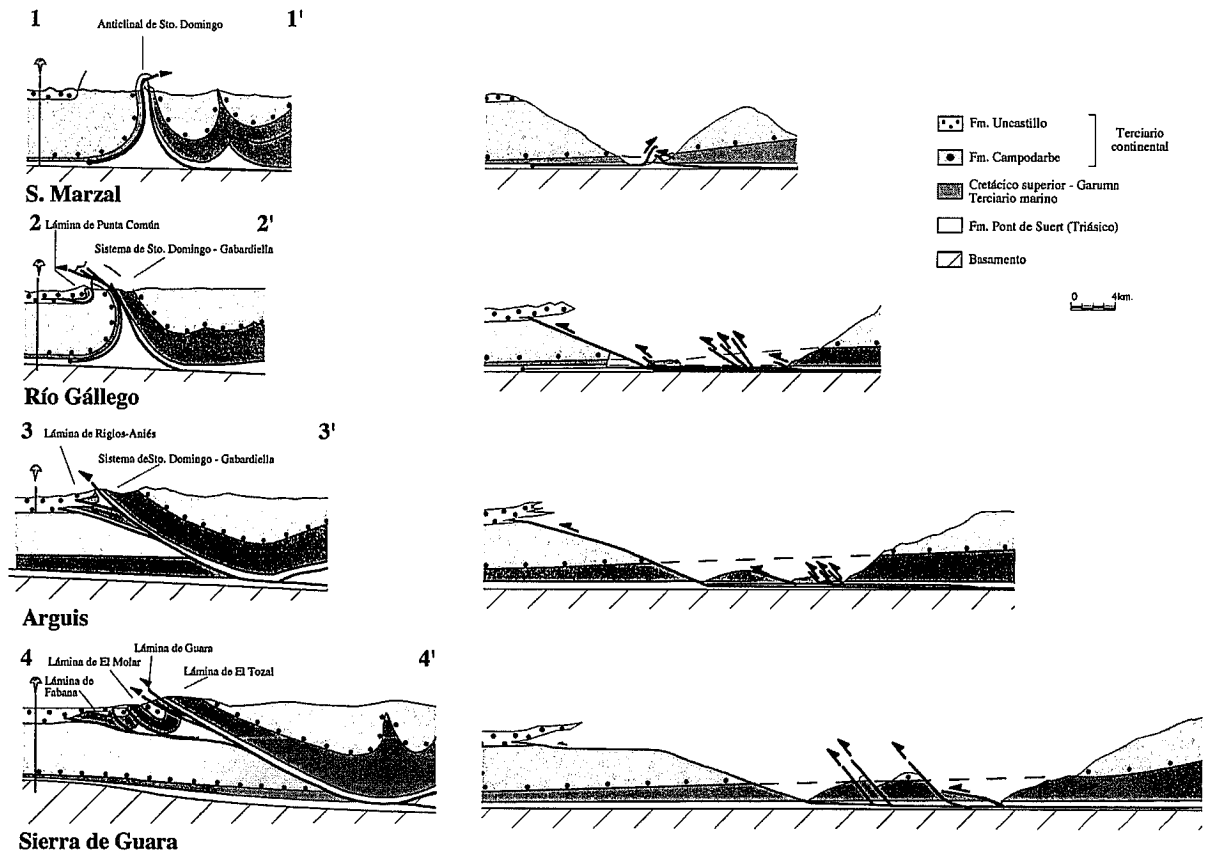


Figura 7.- Cortes restituídos de las Sierras Exteriores (Situación en el mapa: Fig. 8).

2) se han emplazado en secuencia de bloque superior, y 3) como consecuencia del anterior, los depósitos sintectónicos se sitúan en posiciones estratigráficamente superiores frente a cada nueva lámina que se adosa al sistema. Cierta oblicuidad en la estructura, además de la inmersión indicada al principio, hacen que las láminas más modernas aparezcan cada vez más al este. La lámina de Punta Común, ya mencionada en relación con el flanco sur del anticlinal de Santo Domingo, se reactiva con este sistema. Esta unidad alóctona se sitúa en la parte inferior de la secuencia y su parte trasera está levantada por dicho anticlinal (Fig. 3 A, corte IV). En el sector central, el frente de cabalgamiento asociado a la evolución del anticlinal de Santo Domingo, aflora superpuesto a las molasas más recientes de la Fm Uncastillo.

En el sector oriental (S^a. Guara –Alquézar; Fig. 1) la parte frontal de las láminas llega a estar desplazada más de 30 km sobre el autóctono de la Cuenca del Ebro (Millán *et al.*, 1996). En gran parte las láminas están cubiertas discordantemente por conglomerados de la Fm Uncastillo y sólo emergen los frentes de cabalgamiento superiores (los más tardíos) de la secuencia (Millán, 1996), según se expresa en el corte V de la Fig. 3 A.

Emplazamiento rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores

El estudio detallado de la estructura de las Sierras Exteriores Aragonesas y su cinemática (Millán *et al.*, 1995 b; Millán, 1996), deja patente que el acortamiento se reduce

hacia el extremo occidental del afloramiento del cabalgamiento basal. En los cortes compensados se aprecia la reducción desde los casi 33 km medidos en el corte de Sierra de Guara (Fig. 7 D) a los 10 km del de San Marzal (Fig. 7 A) pasando por los 25 km de Arguis (Fig. 7 C) y los 19 km de Río Gállego (Fig. 7 B). Si se tienen en cuenta las distancias entre los cortes, estas diferencias de acortamiento mínimas implican rotaciones de eje vertical, en sentido horario, entre 14° y 27° (Millán *et al.*, 1996). Por otro lado la modelización analógica (Millán *et al.*, 1992), explica los rasgos estructurales más destacados, entre ellos la predicción de una rotación horaria entre 22° y 36°, mayor que la predicha por las diferencias de acortamiento de los cortes. M. Soler, en 1970, postuló la necesidad de este giro y posteriormente esta hipótesis fue formulada a partir de ar-

	Sector	N	n	Dec. e Inc.	α_{95} K	β
A	San Marzal N	2	6	030,55	20° 9	+27
B	San Marzal S	4	51	340,48	7° 9	-23
C	Sto. Domingo N	2	16	047,40	10° 14	+44
D	S ^a . de Salinas	6	66	022,37	15° 17	+19
E	S ^a . de Loarre	3	32	026,36	10° 95	+23
F	S ^a . Caballera	5	45	029,45	12° 35	+26
G	S ^a . de Gratal	3	31	026,48	12° 78	+23
H	S ^a . del Aguila	4	42	022,51	10° 61	+19
I	S ^a . de Guara	11	100	021,41	11° 18	+18
J	Sincl. de Riglos	4	58	007,30	19° 19	+4
K	Sto. Domingo SW	3	11	331,53	13° 12	-32
L	Sto. Domingo SE	3	22	350,45	6° 3	-13

Tabla I.- Caracterización de los vectores magnéticos representados en la figura 8.

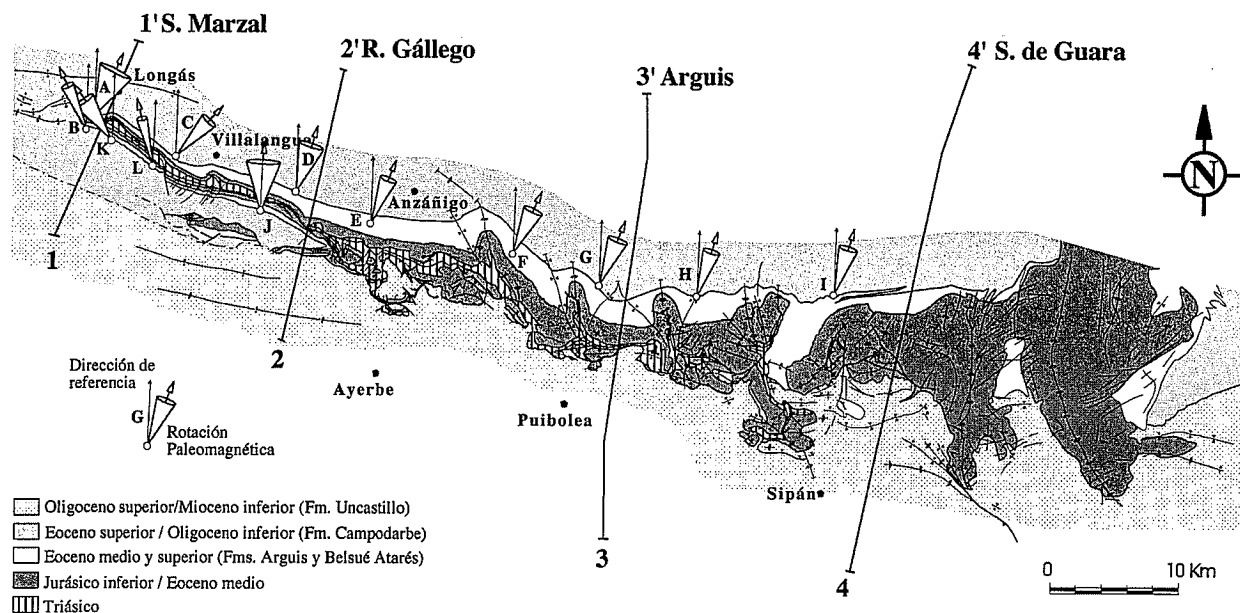


Figura 8.- Valores de rotación paleomagnética determinados en las Sierras Exteriores (Valores numéricos de la rotación en Tabla I). Situación de los cortes de la Fig. 7.

gumentos paleogeográficos en relación con las direcciones de paleocorrientes del interior de la cuenca molásica de Jaca (Puigdefàbregas, 1975).

Los primeros resultados obtenidos con la aplicación de los métodos del paleomagnetismo se deben a Burbank *et al.*, 1987; Hogan (1993) y Hogan y Burbank (1996). Los perfiles magnetoestratigráficos realizados (Salinas, Anzánigo y Monrepós-Arguis), además de calibrar con precisión la edad de las formaciones Arguis, Belsué-Atarés y Campodarbe, muestran valores medios de 19°, 25°, 13° y 17° respectivamente. La aplicación del paleomagnetismo junto a un conocimiento detallado de la evolución geométrica y cinemática de las Sierras Exteriores ha permitido caracterizar con precisión la variación de la magnitud y de la edad de dicha rotación a lo largo de todo el frente cabalgante así como dejar patente la existencia de rotaciones espurias en el tratamiento convencional de los datos paleomagnéticos en geometrías complejas.

La magnetización estudiada en las rocas margosas eocenas de las formaciones Arguis y Belsué-Atarés fue adquirida en el momento del depósito de los sedimentos, tal y como demuestran las numerosas pruebas del pliegue, el carácter antiparalelo de las direcciones normales e inversa obtenidas (Pueyo, 2000 a) y la buena correlación de los perfiles magnetoestratigráficos (Hogan, 1993) y bioestratigráficos (Canudo, 1990) con la escala de tiempo de polaridad geomagnética (Cande y Kent, 1995). Por lo tanto las diferencias de declinación magnética encontradas (tras la correcta restitución de las capas a la horizontal) respecto a la dirección de referencia para la placa Ibérica ($003, 52; a_{95} = 2,4^\circ; K = 11,8; N = 304$; calculada a partir de datos de Hogan, 1993; Barberá, 1999; Taberner *et al.*, 1999, en Pueyo, 2000) pueden ser interpretadas como rotaciones de eje vertical debidas a la diferencia de acortamiento a lo largo del frente cabalgante.

Los valores de rotación calculados (Tabla I y Fig. 8) para el frente del cabalgamiento frontal surpirenaico en este sector varían entre los 44° del flanco norte del anticlinal de Sto. Domingo a los -32° (antihorarios) del flanco S de la terminación periclinal de San Marzal (extremo oeste de las Sierras). Exceptuando el sector más occidental, el resto de las rotaciones obtenidas oscilan entre los 18° (S^a de Guara) y los 26° (S^a Caballera) así como los 4° observados en el bloque inferior en el sector de Riglos. Los valores mínimos del sector oriental (S^a de Guara) pueden reflejar parcialmente una rotación que habría comenzado durante el depósito de la Fm Guara (no muestreada) tal y como indica la disminución del valor de la rotación de muro a techo de los materiales sintectónicos en el sector Central (S^a del Aguila; Pueyo *et al.*, 2000 a). En conjunto existe una buena correlación entre las diferencias de acortamiento mínimo inferidas de los cortes geológicos y el gradiente de acortamiento deducido de la rotación de la cobertera (Pueyo *et al.*, 2000 b).

Sierras Marginales

Las Sierras Marginales (o la parte meridional de la Lámina de las Sierras Marginales, en el sentido de Vergés y Muñoz, 1990) están formadas por numerosas láminas imbricadas en las que se identifica la serie de cobertera formada por materiales más modernos que las facies evaporíticas del Trías medio y superior. Estas últimas, como nivel de despegue generalizado en todo el dominio de las Sierras, afloran en estrechas bandas que jalonan los cabalgamientos y también en superficies extensas, liberadas de la cobertera, donde están acompañadas de bloques inconexos de dolomías de facies Muschelkalk y lacolitos (o fragmentos) de doleritas. Estos afloramientos extensos atestiguan que la halocinesis ha jugado un papel impor-

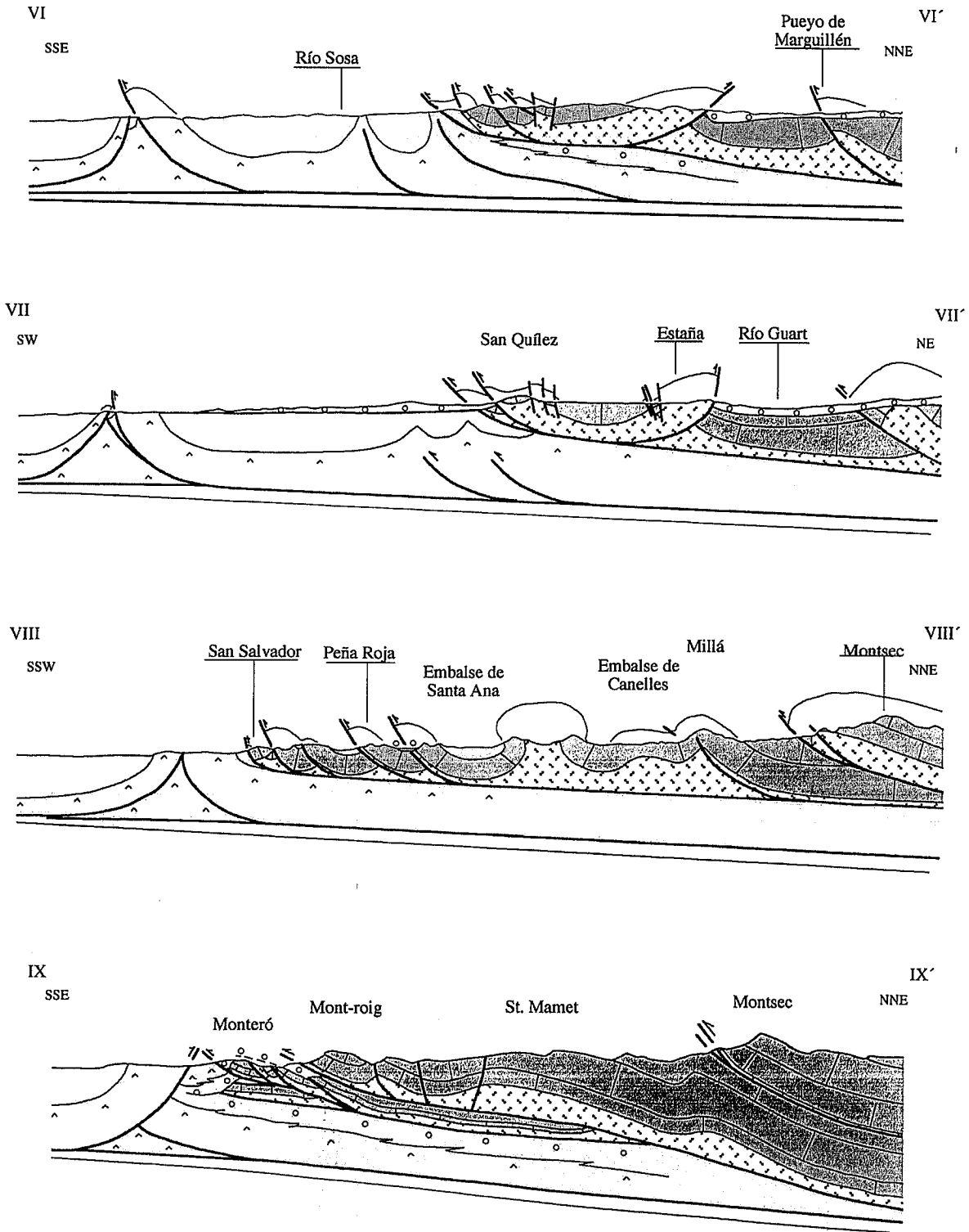


Figura 9.- Cortes geológicos de las Sierras Marginales (Situación en el mapa: Fig. 1). Igual leyenda que la figura 3.

tante en la estructuración de las Sierras, imponiendo “re-
toques” a estructuras propiamente tectónicas. Así se expli-
ca la existencia de diapiros y “entumecimientos” en los
núcleos de anticlinales.

La serie de cobertera está formada en su totalidad por
sedimentos de facies de plataforma somera o continen-
tales que se depositaron en posiciones marginales de la
cuenca pirenaica (excepción hecha de la serie jurásica, que
hay que situar en un marco que excede el dominio pirenai-

co). En el ámbito de las propias Sierras Marginales, un
corte transversal permite apreciar grandes diferencias in-
herentes a su posición (“marginalidad”) de las láminas, de
norte a sur.

Una serie tipo de las Sierras Marginales consta de las
siguientes partes: 1) Un tramo de espesor variable (entre 0
y 1000 m) de Triásico “suprakeuper” (Rhetiense) y
Jurásico. 2) Cretácico superior, depositado sobre una su-
perficie de erosión (y karstificación) desarrollada en el

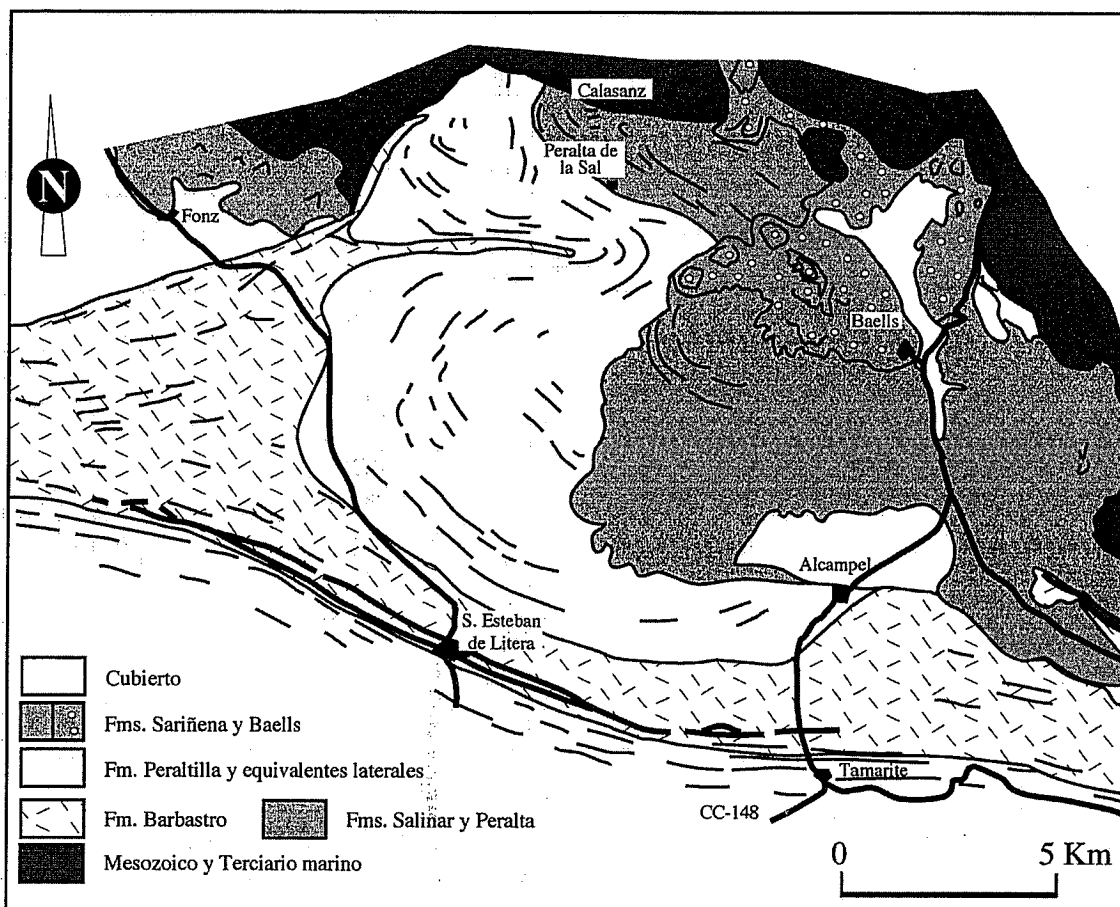


Figura 10.- Mapa geológico de los alrededores de Baells. Relación de las formaciones Sariñena y Baells con las Sierras Marginales.

Cretácico inferior sobre la serie jurásica. Su espesor varía entre 0 y 200 m y forma parte de la última gran transgresión del Cretácico superior (secuencia Vallcarga; Simó, 1985), con depósitos de arenas, calizas arenosas y calizas bioclásticas con rudistas, desde el Santoniense superior al Campaniense. 3) A partir del Campaniense el mar se retira para dar paso a los depósitos de calizas lacustres, arcillas y areniscas de las facies Garumn (Fm Tremp); situación que se mantiene durante el Paleoceno, con el mismo tipo de depósitos y calizas con *Microcodium*. 4) La transgresión del Ilerdiense inferior da lugar a los depósitos de calizas de alveolinas (Grupo de Ager; Mutti *et al.*, 1972). En la mayor parte de los dominios de las Sierras Marginales la serie se interrumpe sobre estas calizas y por encima sólo aparecen depósitos de conglomerados (molasas) discordantes. En Vall d'Ager la sedimentación marina se prolonga en el Ilerdiense con las conocidas facies intramareales y deltaicas (Grupo Roda-Oroel) y en el Cuisiense les siguen las facies fluviales, que son los materiales más recientes del bloque inferior del Montsec.

El espesor total de esta serie "tipo" oscila entre algo más de 2000 m en el sector norte (flanco sur del sinclinal de la Vall d'Ager) y unos 300 m en las láminas de los alrededores de Camarasa.

Existe también una reducida banda de afloramientos sin depósitos cretácicos, donde la caliza con alveolinas descansa sobre arcillas rojas similares a las de facies Garumn.

En lo concerniente a la estructura se pueden distinguir las siguientes partes:

1) "Dominio norte", que forma el bloque inferior de la lámina del Montsec y se extiende más al sur del sinclinal de Ager. La serie estratigráfica tiene un espesor comprendido entre 1000 y más de 2000 m. A su vez, puede subdividirse en una zona extensa de cobertera ininterrumpida, afectada por pliegues isopacos de longitud de onda que oscila en torno a 5 km, y una orla de fragmentos de la misma cobertera que se localiza al sur de la anterior y se extiende entre el Segre (Oliana) y el Cinca (Estadilla). Estos últimos generalmente tienen estructura de braquisinclinal con ejes de orientaciones muy variables que en conjunto determinan un arco con la convexidad hacia el sur.

2) "Dominio centro", formado por láminas pequeñas, generalmente imbricadas hacia el sur y con un espesor de serie entre 300 y 1000 m.

3) "Dominio sur", de escasa extensión, constituido por algunas láminas localizadas en el frente de las Sierras, que aparecen en afloramientos inconexos de serie también reducida (menos de 500 m), formadas casi exclusivamente de caliza de alveolinas.

Además, bordeando el frente de las Sierras y hasta el anticlinal de Barbastro-Balaguer, hay un conjunto de láminas de tamaño y disposición semejante a las de los dos últimos dominios, pero formadas exclusivamente por yesos, calizas lacustres y areniscas del Oligoceno y despegadas en los yesos de Barbastro (Fig. 9, cortes VI y VII).

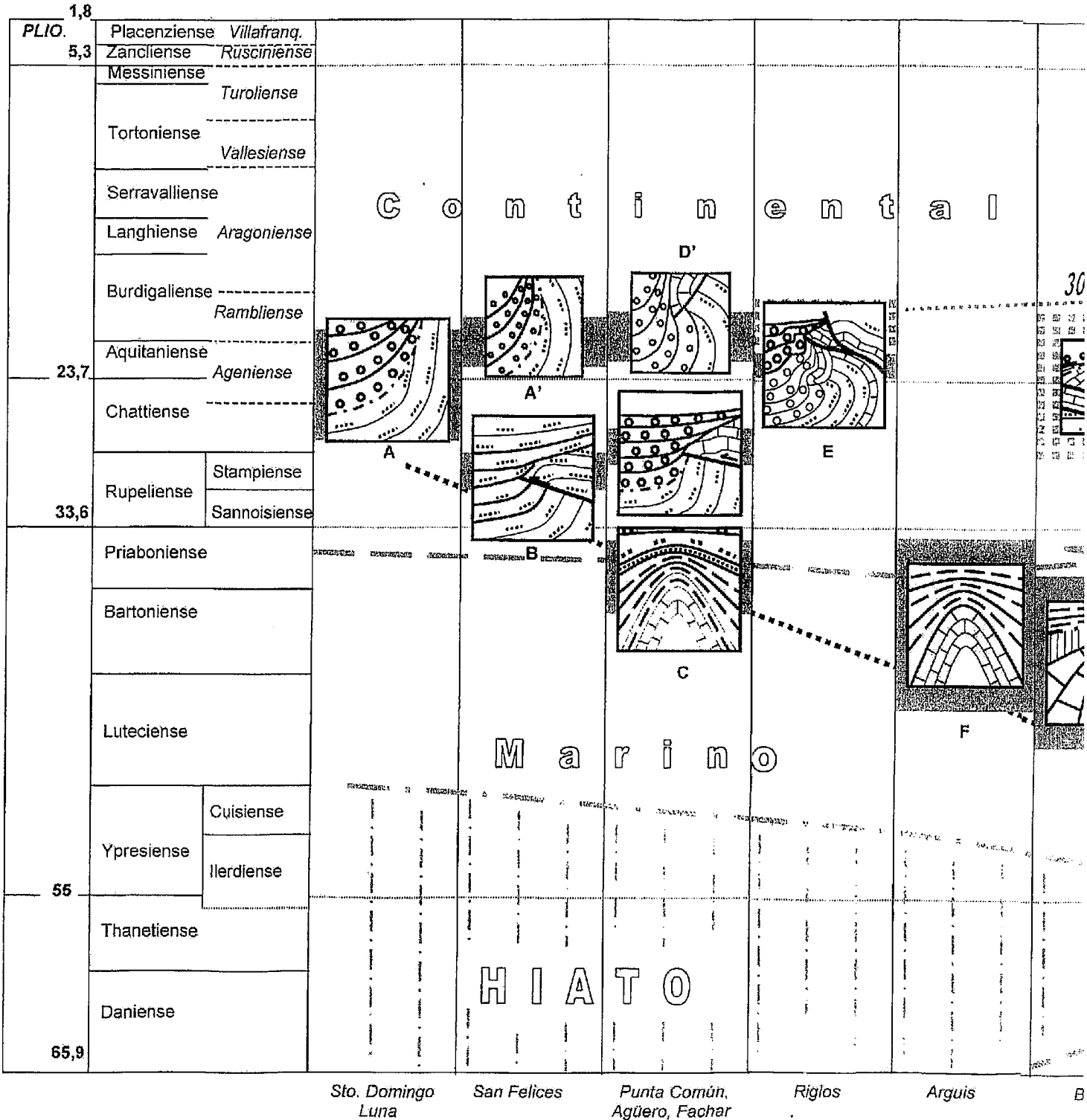
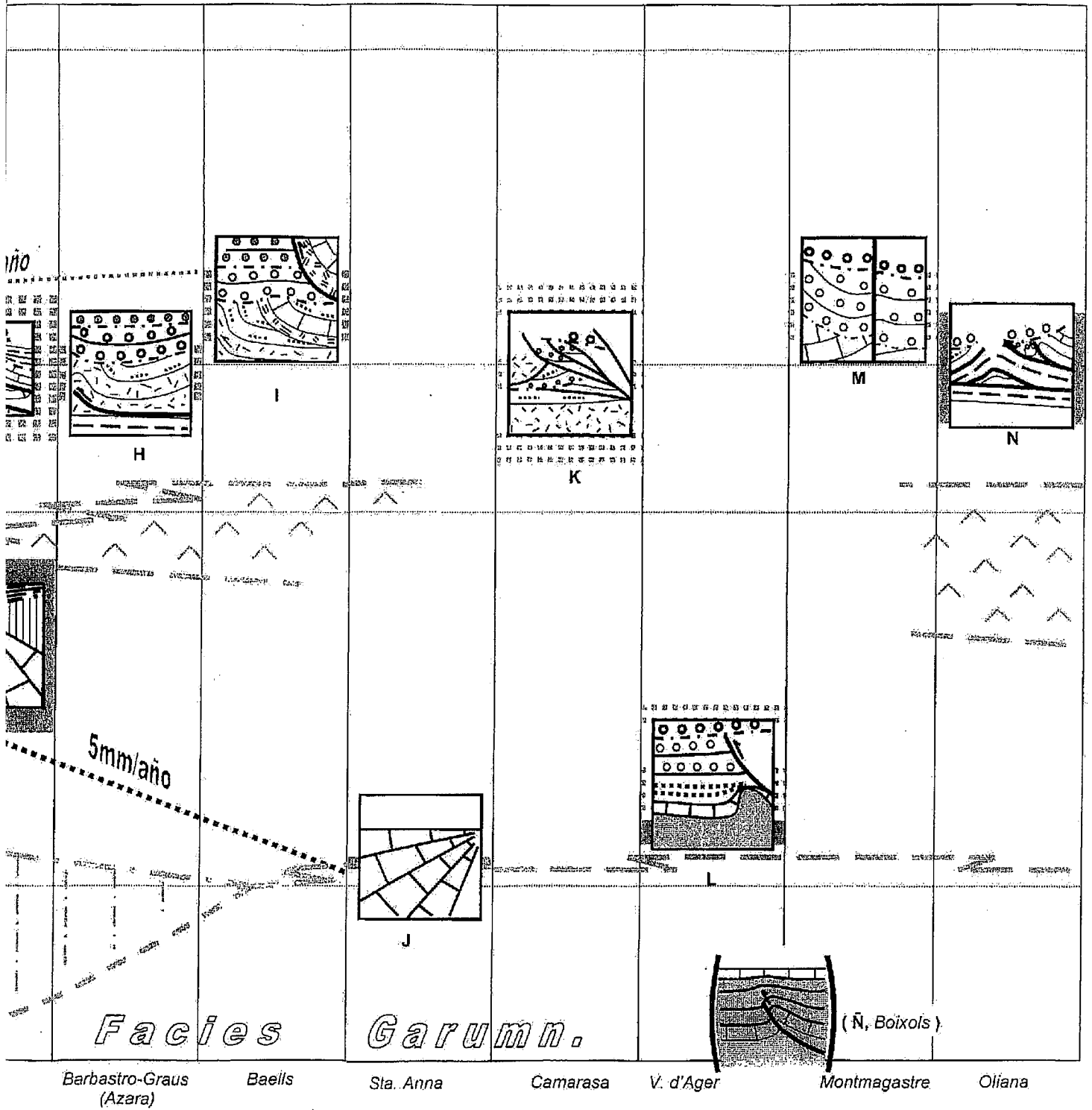


Figura 11.- Cuadro de síntesis de observaciones tectónicas y su cronología.



El conjunto de las Sierras Marginales se considera emplazado al final de la secuencia de las láminas de la unidad surpirenaica central (Vergés y Muñoz, 1990). Es ostentoso el hecho de que las molasas que fosilizan el cabalgamiento del Montsec (por ambos extremos de la sierra del mismo nombre), están deformadas, integradas en la estructura de las Sierras Marginales (Fig. 9), en disposición propia de secuencia de bloque inferior (Bóixols-Montsec-Sierras Marginales), pero al considerar en detalle las relaciones entre láminas y depósitos sintectónicos, se encuentran situaciones más complejas (Vergés y Muñoz, 1990; Martínez Peña *et al.*, 1992; Vergés y Burbank, 1996; Saula y Samsó, 1996), con cabalgamientos reactivados, secuencias de bloque superior, etc. Las discordancias sintectónicas que habitualmente sellan la parte frontal de las láminas, aquí generalmente no se han conservado en las excelentes condiciones que presentan en las Sierras Exteriores, lo que añade dificultad a su estudio; no obstante se conocen con detalle en el sector oriental (Vergés y Burbank, 1996) y también en el sector situado al oeste del río Noguera Ribagorzana (Seganta – Baells). En esta última zona se observa que las láminas más meridionales cabalgan materiales rojos de la Fm Peraltilla y están fosilizados por la Fm Sariñena. A su vez, la parte alta de la Fm Sariñena y la Fm Baells se ven implicadas en cabalgamientos reactivados que emergen algo más al norte.

Autóctono de la zona de las Sierras (Margen norte de la Cuenca del Ebro)

El substrato paleozoico, flexionado principalmente por apilamiento de las láminas de cabalgamiento pirenaicas y el peso de la serie sedimentaria, se sumerge en su margen norte, situándose entre -2000 m (Balaguer) y -5000 m (Barbastro), cuando en el margen sur de la Cuenca del Ebro se encuentra a menos de 1000 m de profundidad (Lanaja, 1987). Los depósitos terciarios registran la subsidencia y acumulan espesores de unos 2000 m en Balaguer y unos 4000 m en el extremo occidental (Riba *et al.*, 1983; Guimerà, 1992)

Existen unas diferencias considerables de disposición y constitución a lo largo de los 200 km que nos ocupan, por lo que distinguiremos los siguientes dominios: 1) extremo occidental (oeste del río Gállego), 2) sector comprendido entre los ríos Gállego y Cinca, y 3) sector comprendido entre los ríos Cinca y Segre.

Por el extremo occidental, hemos comentado que la estructura de las Sierras cambia bruscamente por la fuerte inmersión del pliegue de la Sierra de Sto. Domingo. Sobre la serie marina del Eoceno (Formaciones Guara, Arguis y Belsué-Atarés) yace la potente Fm Campodarbe, depositada en su mayor parte en la cuenca de antepaís, antes de surgir la estructura de las Sierras, tanto en el flanco norte como en el flanco sur. En este último se extiende hacia el este hasta el cauce del Río Gállego, donde se sumerge bajo las láminas de Riglos (Figs. 1 y 8). En la parte superior de la Fm Campodarbe se registra el emplazamiento de la lámina más occidental de las Sierras Exteriores (Lámina de San Felices). El emplazamiento de nuevas láminas por encima de la misma rampa de bloque inferior y, sobre todo,

el crecimiento del anticlinal de Sto. Domingo sitúan el nuevo margen de la cuenca de antepaís al pie de las Sierras. La Fm Uncastillo (Oligoceno superior- Mioceno) es el depósito generado por el sistema fluvial de Luna, que drenaba el bloque superior (Cuenca de Jaca, Sierras Interiores, Zona Axial), y abanicos coalescentes, de dimensiones mucho menores, que tienen su ápice en las Sierras (Hirst y Nichols, 1986; Arenas *et al.*, 1990; Arenas y Pardo, 1996; Nichols y Hirst, 1998; Arenas *et al.*, 2000).

Entre el Gállego y el Cinca: No hay más afloramientos de Fm Campodarbe en la vertiente sur de las Sierras. La Fm Uncastillo se nutre de los aportes del gran sistema fluvial de Huesca que drenaba unidad surpirenaica central, Sierras Interiores y macizos paleozoicos, y también de los abanicos locales, que con sus característicos cuerpos conglomeráticos adosados a las Sierras registra el avance/fosilización de las láminas de bloque superior (Riglos - Aniés, Pusilibro, Santo Domingo – Gabardiella, Figs. 2 y 7). El conjunto de depósitos rápidamente pasa a las llanuras de la cuenca y conserva su posición horizontal. Cuando nos acercamos al Cinca esta disposición aparece alterada por la irrupción del anticlinal de Barbastro – Balaguer, que asociamos a las estructuras del dominio comprendido entre el Cinca y el Segre.

Entre el Cinca y el Segre existen notables diferencias respecto a los sectores antes mencionados. Unas diferencias son objetivas y otras son sólo cuestión de terminología. El aspecto más llamativo es la presencia del anticlinal de Barbastro – Balaguer bordeando el frente de las Sierras (De hecho ya hemos visto que se sigue desde el oeste del Cinca hasta el este del Segre). A lo largo del núcleo del anticlinal afloran los yesos del Eoceno superior - Oligoceno basal (Fm Barbastro) y en los flancos, las capas rojas de la Fm. Peraltilla (Crusafont *et al.*, 1966) equivalentes laterales de buena parte de la Fm Campodarbe. A su vez, en el extremo oriental de las Sierras, sobre los yesos de Barbastro se sitúa la Fm Solsona, como correspondencia lateral con Peraltilla y paso lateral de los tramos superiores de la Fm Barbastro.

El flanco norte del anticlinal está compartimentado por pliegues oblicuos y cabalgamientos. Los depósitos del sistema fluvial de Huesca que acabábamos de mencionar yacen discordantes sobre algunas de estas estructuras (incluso sobre el núcleo del anticlinal de Barbastro en las inmediaciones de Azara) y son sintectónicos con otras. Estos son conglomerados y areniscas que generalmente tienen elevada proporción de cantos muy rodados procedentes de la Zona Axial, pero entre ellos se intercalan cuerpos de brechas de procedencia local. Estos materiales, equivalentes a la Fm Uncastillo, aquí reciben el nombre de Fm Sariñena (Quirantes, 1978). A los niveles más altos de la Fm Sariñena, inmediatamente al este de Peralta de la Sal, se les superpone un cuerpo fluvial que presenta discordancias sintectónicas en sus límites norte y nordeste. Se trata de los conglomerados de Baells o Fm Baells, representan la parte superior del complejo sedimentario de Sariñena (Senz y Zamorano, 1992). Se trata de un depósito de cantos angulosos de calizas mesozoicas y terciarias y también de doleritas (ofitas), sostenidos por

abundante matriz limo-arenosa roja, que puede contener abundantes cuarzos idiomorfos procedentes de las arcillas del Keuper. Los conglomerados de Baells son los materiales sintectónicos más recientes que se reconocen en todo el dominio de las Sierras (Fig. 10).

Sobre buen número de las pequeñas láminas de la orla exterior las Sierras Marginales se encuentran restos de las formaciones Peraltilla o Solsona, en los sinclinales y cobijados por los cabalgamientos, en paraconformidad sobre el tramo de calizas del Ilerdiense o formando abanicos de capas que registran parte de los periodos de actividad de los cabalgamientos (Vergés y Burbank, 1996).

Se reconoce la continuidad de los depósitos paleógenos, anteriores a los yesos de Barbastro, por debajo de la unidad surpirenaica central sobre un substrato suavemente inclinado hacia el norte (Cámara y Klimowitz, 1985; Vergés y Muñoz, 1990), detectado por la sismica. Además, el sondeo de Comiols (Montsec oriental) por debajo de las series del Montsec y las Sierras Marginales, corta un espesor importante (800 m) de Terciario (Lanaja, 1987, sondeo nº 571).

Al este del Segre, en la serie sintectónica se reconoce la evolución de los sistemas sedimentarios relacionados con el avance de la unidad surpirenaica central y las láminas de Pedraforca - Cadí (Sáez *et al.*, 1991). Al norte de Monzón se identifica parte del tránsito lateral de los yesos de Barbastro a los materiales predominantemente detríticos (Fms. Salinar y Peralta, Fig. 10) en pequeñas láminas que emergen al pie de las Sierras (Senz y Zamorano, 1992).

Discusión

A lo largo de los 200 km de las Sierras, la variabilidad de los factores que han intervenido en el desarrollo de la estructura ahora observable es muy grande, pero algunos de ellos, bien conocidos en el sector occidental, son significativos para todo el dominio. Entre tales factores se destacan los siguientes:

La variación de la edad, cada vez más reciente hacia el oeste, de la activación tectónica del frente meridional (Fig. 11) se puede extender a todo el conjunto, al menos entre el inicio del Eoceno y el Mioceno, considerando que en la unidad surpirenaica central se reconoce actividad tectónica desde el Cretácico superior y distintos puntos dan indicios de actividad en el Eoceno inferior en Sierras Marginales (Vall d' Ager, Sta. Anna). Este concepto se entiende según el mecanismo constatado en el dominio occidental (Millán, 1996) por el que la expansión del dominio activo implica permanencia de la deformación en la zona activada al tiempo que se extiende a zonas contiguas (preferentemente hacia el oeste), y la actividad se mantiene hasta producirse la "retirada" en sentido opuesto.

La velocidad de expansión estimada en la línea del frente surpirenaico representa un valor medio de 5 mm/año (aproximadamente 150 km en 30 Ma.). Este es un valor muy elevado si se compara con las velocidades de desplazamiento de las láminas (0,8-1mm/año; Martínez y Vergés, 1988; 0,5-1,2 mm/año; Teixell, 1992), pero no implica ningún valor de desplazamiento y sólo significa

que el área activa se hace más grande. En cambio la similitud con los valores estimados por Labaume *et al.* (1985) para la migración del frente de deformación en sentido norte - sur o para el *onlap* de las turbiditas eocenas de la cuenca navarroaragonesa (3,5 y 5 mm/año, respectivamente) resulta sugerente.

Los valores de giro de eje vertical, obtenidos a partir de la determinación de los vectores paleomagnéticos en la cobertera alóctona de las Sierras Exteriores (al oeste de las Sierras Marginales, que no tienen giro global significativo; Dinarès, 1992), se han aplicado al cálculo del acortamiento en cortes transversales, obteniéndose siempre valores más altos que los determinados por métodos geométricos con criterio de acortamiento mínimo y permiten una mejor aproximación a la evaluación de los volúmenes eliminados por la erosión.

La expansión de la deformación hacia el oeste (con desplazamiento de los ejes de giro en el mismo sentido) y la ausencia de giros acumulados implica la formación (o rejuego) de estructuras laterales en los límites de los sectores caracterizados por valores de giro diferentes (Fig. 8). Estas estructuras laterales articulan el movimiento entre sectores y permiten tanto la segmentación de las rotaciones como la traslación posterior del sector sin acumular giro. La delimitación de sectores escalonados, con diferentes valores de giro y traslación de los ejes de rotación, sugiere que la velocidad de expansión antes comentada no fue uniforme, sino que pasó por intervalos de expansión rápida entre otros más pausados.

La paulatina reducción del acortamiento, determinada a partir de los cortes transversales a la estructura, desde el frente de las Sierras Marginales hasta Santo Domingo, es muy clara. Existe cierta correspondencia entre esta reducción del acortamiento y la que se ha cuantificado en cortes generales de la vertiente sur (ECORS, 1988; Losantos *et al.*, 1988; Muñoz, 1992; Teixell, 1996), no obstante entendemos que la drástica reducción del acortamiento que nosotros constatamos en el extremo occidental se puede compensar, al menos parcialmente, con mayor acortamiento en los accidentes del norte de la Cuenca de Jaca.

Este trabajo se ha beneficiado del soporte económico del proyecto CICYT PB97-0997 y de una beca de F.P.I. de la Diputación General de Aragón concedida a uno de los firmantes (B. Oliva). Parte de las medidas de paleomagnetismo se obtuvieron en el Laboratorio del Institut für Geophysik de Montanuniversität Leoben durante el desarrollo de las Acciones Integradas HU95-23 y HU97-26. Los autores agradecen las correcciones y sugerencias de los revisores.

Bibliografía

- Alastrué, E., Almela, A. y Ríos, J.M. (1957): Explicación del mapa geológico de la provincia de Huesca, E. 1:200.000. I.G.M.E., Madrid, 237p.
- Almela, A. y Ríos, J.M. (1951 a): Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. *I Congr. Int. de Estudios Pirenaicos, San Sebastián, 1950*, 2 (1): 327-360.

- Almela A. y Ríos, J.M. (1951 b): Mapa Geológico de España 1:50000, hoja nº 248 (Apiés). I.G.M.E., Madrid, 94p.
- Anastasio, D. (1992): Structural evolution of the External Sierra, Southern Pyrenees, Spain. En: *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*. (S. Mitra y G.W. Fisher, Eds.), The John Hopkins University Press, p. 239-251.
- Arbués, P., Pi, E. y Berástegui, X. (1996): Relaciones entre la evolución sedimentaria del Grupo de Arén y el cabalgamiento de Boixols (Campaniense terminal – Maastrichtiense del Pirineo meridional – central). *Geogaceta*, 20 (2): 446-449.
- Arenas, C. (1993): *Sedimentología y paleogeografía del Terciario del margen pirenaico y sector central de la Cuenca del Ebro (zona aragonesa occidental)*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 858 p.
- Arenas, C., Pardo, G. y Villena, J. (1990): Las unidades tectosedimentarias del margen septentrional de la Depresión del Ebro en el sector Luesia-Riglos (Provincias de Zaragoza y Huesca). *Geogaceta*, 8: 92-94.
- Arenas, C. y Pardo, G. (1996): Late Oligocene-Early Miocene syntectonic fluvial sedimentation in the Aragonese Pyrenean domain of the Ebro Basin: facies models and structural controls. *Cuad. Geol. Ibérica*, 21: 277-296.
- Arenas, C., Millán, H., Pardo, G. y Pocoví, A. (2000): Ebro Basin continental sedimentation correlative to late compressional pyrenean tectonics (Northern Iberia): Facies models and structural controls. *Basin Research* (en revisión).
- Barberà, X. (1999): *Magnetostratigrafía de l'Oligocè del sector sud-oriental de la Conca del Ebre: implicacions magnetobiocronològiques i sequencials*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 247 p.
- Barnolas Cortinas, A., Samsó Escolà, J.M., Teixell Cácharo, A., Tosquella Angrill, J. y Zamorano Cáceres, M. (1991): *Evolución sedimentaria entre la Cuenca de Graus-Tremp y la Cuenca de Jaca-Pamplona. Libro-Guía Excursión nº 1*, I Congreso del Grupo Español del Terciario. Vic 1991, 123p.
- Barnolas Cortinas, A. y Teixell Cácharo, A. (1992): La cuenca surpirenaica de Jaca como ejemplo de cuenca de antepais marina profunda con sedimentación carbonática en el margen distal. *II Congreso Geológico de España Granada*. Simposios, 2: 39-47.
- Berggren, W.A. y Miller, K.G. (1988): Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magneto-biocronology. *Micropaleontology*, 34: 362-380.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. y Aubry, M.P. (1995): A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. En: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation*. (W.A. Berggren, D.V. Kent, M.P. Aubry y J. Hardenbol, Eds.), SEPM – Special Publ. 54: 129-212.
- Bresson, A. (1902): La nappe de recouvrement des environs de Gavarnie et de Gèdre. Comparaisons des bassins crétacés d'Eaux Chaudes, de Gèdre et de Gavarnie. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 134: 63-66.
- Burbank, D.H., Hogan, P.H., King, M. y Jolley, E.J. (1987): Preliminary results of magnetostratigraphic studies in the South Pyrenean foreland basin. *International Workshop Paleomagnetism in the Iberian Peninsula. Servei Geològic de Catalunya*. Abstracts: 1-2.
- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985): Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, 41: 391-404.
- Cande, S.C. y Kent, D.V. (1995): Revised calibrations of the geomagnetic polarity timescale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Jour. Geophys. Research*, 100 (B10): 6093-6095.
- Canudo, J.I. (1990): *Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 435 p.
- Canudo, J.I., Molina, E., Riveline, J., Serra-Kiel, J. y Sucunza, M. (1988): Les evenements biostratigraphiques de la zone prépyrenéenne d'Aragon (Espagne), de l'Eocène moyen à l'Oligocène inférieur. *Revue de Micropaléontologie*, 31 (1): 15-29.
- Canudo, J.I., Malagón, J., Meléndez, A., Millán, H., Molina, E. y Navarro, J.J. (1991): Las secuencias deposicionales del Eoceno medio y superior de las Sierras Exteriores (Prepirineo meridional aragonés). *Geogaceta*, 9: 81-84.
- Comas, M.J., Goy, A., Meléndez, G., Millán, H., Navarro, J.J., y Pocoví, A. (1989): Caracterización bioestratigráfica del Lías de San Felices (Prepirineo Meridional. Extremo occidental de las Sierras Exteriores). *Cuad. de Geol. Ibérica*, 13: 175-184.
- Crusafont, M., Riba, O. y Villena, J. (1966): Nota preliminar sobre un nuevo yacimiento de vertebrados aquitanenses en Santa Cilia (Río Formiga, Provincia de Huesca). *Notas y Coms. Inst. Geol. y Minero de España*, 83: 7-14.
- DePaor, D.G. y Anastasio, D.J. (1987): The Spanish External Sierra: A case history in the advance and retreat of mountains. *National Geographic Research*, 3: 199-209.
- Deramond, J., Souquet, P., Fondécave-Wallez, M.J., y Specht, M. (1993): Relationships between thrust tectonics and sequence stratigraphy surfacen in foredeeps: model and examples from the Pyrenees (Cretaceous-Eocene, France, Spain). En: *Tectonics and seismic sequence stratigraphy* (G. D. Williams y A. Dobbs, Eds.), Geological Society Spec. Publ., 71: 193-219.
- Dinarès, J., (1992). *Paleomagnetisme a les unitats sudpirinenques superiors. Implicacions estructurals*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 462p.
- ECORS Pyrenees team (1988): The Ecores deep reflection seismic survey across the Pyrenees. *Nature*, 331: 508-511.
- Friend, P.F., Lloyd, M.J., McElroy, R., Turner, J. Van Gelder, A. y Vincent, S.J. (1996). Evolution of the central part of the northern Ebro basin margins, as indicated by Tertiary fluvial sedimentary infill. En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press., p. 166-171.
- García Sansegundo, J., García Senz, J., Montes, M.J., Samsó, J.M., Sanz, J., Teixell, A. y Zamorano, M. (1991): Evolución estructural y sedimentaria del borde norte de la Cuenca del Ebro entre las Sierras Marginales y las Sierras Exteriores. *I Congreso del Grupo Español del Terciario (CONGET'91)*, Vic. Comunicaciones: 144-146.
- García Senz, J.M. y Zamorano, M. (1991). Dinámica sedimentaria del terciario continental en el margen norte de la Cuenca del Ebro, entre los ríos Cinca y Noguera Ribagorzana. *I Congreso del Grupo Español del Terciario (CONGET'91)*, Vic. Comunicaciones: 147-150.
- Garrido-Mejias, A. y Ríos Aragüés, L.M. (1972): Síntesis geológica del Secundario y Terciario entre los ríos Cinca y Segre (Pirineo Central de la vertiente sur pirenaica, provincias de Huesca y Lérida). *Bol. Geol. Minero*, 83 (1): 1-47
- Guimerà, J. (Ed.) (1992): *Història Natural del Paísos Catalans. Geologia II*. Enciclopèdia Catalana S. A. Barcelona, 548 p.
- Hogan, P. J. (1993): *Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin*. Northern Spain. PhD thesis. University of Southern California, 219 p.
- Hogan, P. J. y Burbank, D.W. (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.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press., p. 153-160.
- Labauve, P., Seguret, M. y Seyre, 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*. I.G.M.E., Madrid, 465 p.
- Losantos, M., Berástegui, X., Muñoz, J.A. y Puigdefàbregas, C. (1988): Corte geológico cortical del Pirineo central (Perfil ECORS): Evolución geodinámica de la Cordillera Pirineica. *II Congreso Geológico de España, Granada*, Simposios: 7-16.
- Lloyd, M.J., Nichols, G.J. y Friend, P.F. (1998): Oligo-Miocene alluvial-fan evolution at the southern pyrenean thrust front, Spain. *Jour. Sediment. Research*, 68 (5): 869-878.
- Luzón Aguado, A. (1999): Zonación y principales características de los abanicos aluviales terciarios del borde norte de la Cuenca del Ebro (provincia de Huesca, España). *Geogaceta*, 26: 55-58
- Luzón Aguado, A. (1999): Evolución estratigráfica de los afloramientos septentrionales de la formación Sariñena (provincia de Huesca, España). Síntesis paleogeográfica. *Geogaceta*, 26: 59-62.
- Mallada, L. (1878): *Geología de la provincia de Huesca*. Mem. Com. Mapa Geol. de España, Madrid, 439p.
- Mangin, J. P. (1959-60): *Le Nummulitique sudpyrénéen a l'Ouest de l'Aragon*. Thèse, Univ. de Dijon (1958). *Pirineos*, 51-58: 1-631.
- Martínez Peña, M.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. Hispanica*, 23 (2): 81-94.
- Martínez Peña, M.B., Millán, H. y Pocoví, A. (1992): Láminas cabalgantes del sector central del Pirineo meridional (provincia de Huesca). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Simposios, 2: 130-139.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. En: *Proceedings of the second planktonic conference*, Roma. (A. Farinacci, Ed.). *Tecnoscienza*: 739-785.
- McElroy, R. (1990): *Thrust kinematics and syntectonic sedimentation: the Pyrenean frontal ramp, Huesca, Spain*. PhD thesis, University of Cambridge, 175 p.
- Mey, P.H.W., Nagtegaal, P.J.C., Roberti, K.J. y Hartevelt, J.J.A. (1968): Lithostratigraphic subdivision of post-hercynian deposits in the south-central Pyrenees, Spain. *Leidse Geologische Mededelingen*, 41: 221-228.
- Millán, H., (1996). *Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 330p.
- Millán, H., Parés, J.M. y Pocoví, A. (1992): Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las sierras marginales aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *III Congreso Geológico de España Salamanca*. Simposios 2: 140-149.
- Millán, H., Aurell, M. y Meléndez, M. (1994 a): Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Pyrenean External Sierras (Spain). A case study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41: 1001-1024.
- Millán, H., Martínez-Peña, M.B., Aurell, M., Pocoví, A., Arenas, C., Pardo, G., y Meléndez, A. (1994 b): Sierras Exteriores y sector del Cinca en el Pirineo Aragonés: estructura y depósitos sintectónicos. In: *Guía de excursiones II Congreso del Grupo Español del Terciario* (A. González, Ed.): 135-248.
- Millán, H., Den Bezemer, T., Vergés, J., Marzo, J., Muñoz, J.A., Roca, E., Cirés, J., Zoetemeijer, R., Cloetingh, S. y Puigdefàbregas, C. (1995 a): Paleo-elevation and effective elastic thickness evolution at mountain ranges: interference from flexural modelling in the Eastern Pyrenees and Ebro Basin. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8): 917-928.
- Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A. (1995 b). El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores. *Rev. Soc. Geol. España*, 8 (1-2): 73-90.
- Millán, H., Pueyo, E.L. y Pocoví, A. (1996): Estimación del acortamiento en áreas afectadas por rotaciones y su contrastación con datos paleomagnéticos. *Geogaceta*, 20 (4): 755-758.
- Mirouse, R. (1980): Introducción a la geología del Pirineo. *Bol. Geol. Minero*, 91 (1):91-106.
- Misch, P. (1948): Estructura tectónica de la región central de los Pirineos meridionales. Traducción por J.G. de Llarena de "Der Bau der Mittleren Sudpyrenäen". *Abh. Gess. d. Wiss. Göttingen Math. Phys. Kl.*, 3(1934): 1597-1764. *Publ. Estranj. Geol. de España*, 4: 5-180.
- Montes Santiago, M.J. (1992): Sistemas deposicionales en el Eoceno medio-Oligoceno del sinclinal del Guarga (Cuenca de Jaca, Pirineo central). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Simposios, 2: 150-160.
- Muñoz, J.A. (1992): Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section, En: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London, p. 235-246.
- Muñoz, J.A., Puigdefàbregas, C. y Fontboté, J.M. (1983): El Ciclo Alpino y la estructura tectónica del Pirineo. En: *Libro Jubilar J.M. Ríos. Geología de España. Tomo II* (J.A. Comba, Coord.), I.G.M.E, Madrid, p. 185-204.
- Mutti, E., Luterbacher, H.P., Ferrer, J. y Rosell, J. (1972): Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogeno marino della zona centrale sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra). *Mem. Soc. Geol. Italiana*, 11: 391-416.
- Mutti, E., Remacha, E., Sgavetti, M., Rosell, J., Valloni, R. y Zamorano, M. (1985): Stratigraphy and facies characteristics of the Eocene Hecho Group turbidite systems. South-central Pyrenees. En: *6th European Regional Meeting. I.A.S., Excursion guidebook* (M. D. Milà y J. Rosell, Eds.), Lleida, p. 521-576.
- Mutti, E., Seguret, M. y Sgavetti, M. (1988): *Sedimentation and deformation in the Tertiary sequences of the southern Pyrenees. Field trip guidebook 7*, AAPG Mediterranean Basins Conference, 169 p.
- Nichols, G.J. y Hirst, J.P. (1998): Alluvial fans and fluvial distributary systems, Oligo-Miocene, Northern Spain: Contrasting processes and products. *Jour. Sediment. Research*, 68 (5): 879-889.
- Oliva, B., Millán, H., Pocoví, A. y Casas, A. (1996): Estructura de la Cuenca de Jaca en el sector occidental de las Sierras Exteriores Aragonesas. *Geogaceta*, 20 (4): 800-802.
- Peña Monne, J.L., 1983. *La conca de Tremp y sierras prepirenaicas comprendidas entre los ríos Segre y Noguera Ribagorzana: Estudio geomorfológico*. Instituto de Estudios Ilerdenses. Lérida, 373 p.
- Poblet, J. y Hardy, S. (1995): Reverse modelling of detachment folds: Applications to the Pico del Aguila anticline in the

- South Central Pyrenees (Spain). *Jour. Struct. Geol.*, 17 (12): 1707-1724.
- Pocoví, A., Millán, H., Navarro, J.J. y Martínez Peña, M.B. (1990): Rasgos estructurales de la Sierra de Salinas y zona de los Mallos (Sierras Exteriores, Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). *Geogaceta*, 8: 36-39.
- Pueyo, E. (1994): *Estudio magnetotectónico preliminar de las Sierras Exteriores Altoaragonesas*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Zaragoza, 155p.
- Pueyo, E. (2000): *Rotaciones paleomagnéticas en sistemas de cabalgamientos. Tipos, causas, significado y aplicaciones (Ejemplos de las Sierras Exteriores y de la Cuenca de Jaca, Pirineo Aragonés)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 330 p.
- Pueyo, E., Parés, J.M., Millán, H. y Pocoví, A. (1994): Evidencia magnetotectónica de la rotación de las Sierras Exteriores altoaragonesas. *II Congreso del Grupo Español del Terciario Jaca*. Abstracts, p. 185-187.
- Pueyo, E., Millán, H., Pocoví, A. y Parés, J.M. (1997): Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: Datos magnetotectónicos. *Acta Geol. Hispanica*, 32 (3-4): 119-138.
- Pueyo, E., Millán, H. y Pocoví, A. (2000 a): Rotation velocity of a thrust: A paleomagnetic study in the External Sierras (Southern Pyrenees). *Sedimentary Geology* (aceptado).
- Pueyo, E., Millán, H. y Pocoví, A. (2000 b): Calculating the location of an eroded thrust front using paleomagnetic rotations. *AAPG Bull.* (en revisión).
- Puigdefàbregas, C. (1975): La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 188 p.
- Puigdefàbregas, C. y Soler, M. (1973): Estructura de las Sierras Exteriores pirenaicas en el corte del río Gállego (prov. de Huesca). *Pirineos*, 109: 5-15.
- Puigdefàbregas, C. y Souquet, P. (1986): Tecto-sedimentary cycles and depositional sequences of the Mesozoic and Tertiary from the Pyrenees. *Tectonophysics*, 129 (1-4): 173-203.
- 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 & Hall, London, p. 247-254.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del terciario continental de los Monegros*. Institución Fernando el Católico (CSIC). Tesis doctorales, 27, 207p.
- Riba, O., Reguant, S. y Villena, J. (1983): Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. En: *Libro Jubilar J.M.Ríos. Geología de España*, t. II (J. Comba, Coord.), I.G.M.E., Madrid, p. 131-159.
- Sáez, A., Vergés, J., Taberner, C., Pueyo, J.J., Muñoz, J.A. y Busquets, P. (1991): *Eventos evaporíticos paleógenos en la cuenca antepaís surpirenaica: ¿Causas climáticas – causas tectónicas?* Libro-Guía Excursión nº 5, I Congreso del Grupo Español del Terciario (Vic 1991), 85p.
- Samsó, J.M., Serra-Kiel, J., Tosquella, J. y Travé, A. (1994): Cronoestratigrafía de las plataformas lutecienses de la zona central de la cuenca surpirenaica. *II Congreso del Grupo Español del Terciario (Jaca)*, Comunicaciones: 205-208.
- 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 (2): 458-461.
- Selzer, G. (1948): Geología de las Sierras sub-pirenaicas del Alto Aragón. Traducción de "Geologie der subpyrenäischen Sierran in Oberagonien" Neues Jahrb. Min. Pal. Geol., 71 (1934): 370-406. *Publ. Extranj. Geol. de España*, 4: 183-232.
- Senz, J.G. y Zamorano, M. (1992): Evolución tectónica y sedimentaria durante el Priaboniense superior-Mioceno inferior, en el frente de cabalgamiento de las Sierras Marginales occidentales. *Acta Geol. Hispanica*, 27 (1-2): 195-209.
- Seguret, M. (1972): *Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées. Caractère synsedimentaire, rôle de la compression et de la gravité*. Publ. USTELA-Montpellier, Sér. Géol. Struct. nº 2, 155p.
- Simó, A. (1985): *Secuencias deposicionales del Cretácico superior de la Unidad del Montsec (Pirineo Central)*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 326 p.
- Solé Sabarís, L. (1953): Terrazas deformadas de la Cuenca del Ebro. *Mem. R. Ac. Ciencias y Artes de Barcelona*, 31 (7): 239-259.
- Taberner, C., Dinarés, J., Giménez, J. y Docherty, C. (1999): Basin infill architecture and evolution from magnetostratigraphic cross-basin correlations in the southeast Pyrenean foreland basin. *GSA Bull.* 111 (8): 1155-1174.
- Teixell, A. (1992 a): Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 252p.
- Teixell, A. (1992 b): Corte estructural a través de la terminación occidental de la zona axial (Pirineo central). *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*, Simposios, 2: 205-214.
- Teixell, A. (1996): The Ansó transect of the southern Pyrenees: basement and cover thrust geometries. *Jour. Geol. Soc., London*, 153: 301-310.
- Ullastre, J. y Masrera, A. (1995): El Mesozoico de Artesa de Segre: precisiones estratigráficas y análisis tectónico-sedimentario del "frente" sudpirenaico entre Artesa y Camarasa (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 4: 181-209.
- Ullastre, J. y Masrera, A. (1996): Evolución tectónica de las unidades sudpirenaicas al W y al E de la línea de accidentes del Segre (Pirineo catalán, España). *Treb. Mus. Geol. Barcelona*, 5: 213-253.
- Vergés, J. (1993): *Estudi geològic del vessant sud del Pirineu oriental i central: evolució en 3 D*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona, 150 p.
- Vergés, J. y Muñoz, J.A. (1990): Thrust sequences in the southern central Pyrenees. *Bull. Soc. géol. de France* (8), 6 (2): 265-272.
- Vergés, J., Muñoz, J.A. y Martínez, A. (1992): South Pyrenean fold and thrust belt: The role of foreland evaporitic levels in thrust geometry. En: *Thrust tectonics* (K.R. McClay, Ed.), Chapman & Hall, London, p. 255-264.
- Vergés, J., Millán, H., Roca, E., Muñoz, J.A., Marzo, M., Cirés, J., Den Bezemer, T., Zoetemeijer, R. y Cloething, S. (1995): Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn-, and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine and Petroleum Geology*, 12 (8): 903-915.
- Vergés, J. y Burbank, D.W. (1996): Eocene – Oligocene thrusting and basin configuration in the eastern and central Pyrenees (Spain). En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press., p. 120-133.
- Vincent, S.J. y Elliot, T. (1996): Long-lived fluvial paleovalleys sited on structural lineaments in the Tertiary of the Spanish Pyrenees. En: *Tertiary basins of Spain* (P.F. Friend y C.J. Dabrio, Eds.), Cambridge Univ. Press., 161-165.

Manuscrito recibido el 30 de Marzo de 2000

Aceptado el manuscrito revisado el 17 de junio de 2000