

# Cinemática rotacional del cabalgamiento basal surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas: Datos magnetotectónicos

## Rotational kinematics of the southpyrenean basal thrust at the Sierras Exteriores Aragonesas: Magnetotectonic data

E. L. PUEYO MORER<sup>(1, 2)</sup>, H. MILLÁN GARRIDO<sup>(1)</sup>, A. POCOVÍ JUAN<sup>(1)</sup> y J. M. PARÉS<sup>(2)\*</sup>

*(1) Dpto. Ciencias de la Tierra (Area de Geodinámica), Universidad de Zaragoza, Pz. S. Francisco s/n Zaragoza 50009, Spain. unaim@posta.unizar.es*

*(2) Lab. Paleomagnetismo, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera" CSIC, Solé i Sabaris s/n Barcelona 08028, Spain*

*\*Actualmente en: Department of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor, Michigan 48109-1063. e-mail: jmpares@umich.edu*

### RESUMEN

El estudio magnetotectónico de 32 estaciones localizadas, principalmente, en las margas de la formación Arguis a lo largo de las Sierras Exteriores Aragonesas (Pirineo Suroccidental) nos ha permitido caracterizar la estabilidad y el carácter primario de la magnetización registrada por estas rocas e interpretar las diferencias con el campo de referencia (Iberia estable) en términos de cinemática rotacional asociada al cabalgamiento basal surpirenaico en este sector.

La estabilidad de la magnetización se fundamenta en la constancia de los intervalos de definición de las direcciones ( $300^\circ - 425^\circ\text{C}$  en el tratamiento térmico) y en la homogeneidad de los portadores magnéticos en las estaciones estudiadas (que siempre fueron fases de baja coercitividad, probablemente sulfuros y/o magnetita). Por otra parte, se puede demostrar que dicha magnetización se adquirió en el momento del depósito de las rocas (Eoceno medio) por varios motivos; la constancia de la inclinación magnética ( $47,3^\circ \pm 1,7^\circ$ ) y su similitud con la dirección de referencia; la existencia de inversiones y el test del pliegue positivo realizado con las estaciones del anticlinal del Pico del Águila; así como la congruencia entre la dirección de referencia ( $\text{DEC}=005^\circ$ ,  $\text{INC}=51^\circ$ ,  $\alpha_{95}=6^\circ$ ) y la calculada en la zona autóctona del sector occidental de las Sierras ( $\text{DEC}=005^\circ$ ,  $\text{INC}=38^\circ$ ,  $\alpha_{95}=8^\circ$ ).

La interpretación de los datos paleomagnéticos en el contexto de la estructura deja patente la componente rotacional horaria de los cabalgamientos asociada a la formación de las Sierras Exteriores, observándose valores máximos de  $42^\circ$  en el sector occidental y de  $30^\circ$  en el central. Asimismo, la edad de dicha rotación parece migrar hacia el W (simultánea y anterior al depósito de la Fm. margas de Arguis, Priaboniense, en el sector central y simultánea al depósito de la Fm. Campodarbe, Sannoisiense-Stampiense, en el sector occidental) y se puede afirmar que ha habido rotación diferencial entre sectores adyacentes. Para explicar la no acumulación de las rotaciones

es necesaria la existencia de estructuras de articulación que separarían zonas con diferente componente rotacional, como parece ocurrir en los anticlinales de Rasal y Anzáñigo.

*Palabras Clave:* Cabalgamiento Basal Surpirenaico. Sierras Exteriores. Rotación horaria. Magnetotectónica. Giros acumulados. Estructuras de articulación. Rotación relativa contraria. Isocíclea

## ABSTRACT

The magnetotectonic analysis of 32 sites located along the External Sierras (mainly in Middle Eocene marls) shows the primary character of the magnetisation and permits the differences between the paleovectors obtained to be interpreted as a result of the rotational kinematics of the southpyrenean floor thrust in the study area.

The constancy of the directions of the defined unblocking intervals (300°-425°C for the thermal treatment) and the homogeneity of the magnetic carriers (these were always low coercitivity phases, probably sulphides and/or magnetite) prove the stability of the magnetisation. On the other hand, the primary character of the magnetisation (Middle Eocene) can be demonstrated by: a) the constancy of the magnetic inclination (47.3 +/- 1.7) and its similarity with the reference direction; b) the occurrence of reversals, and the positive result of the fold-test made in the Pico del Águila anticline; c) the consistency between the reference direction (DEC = 005°, INC = 51°,  $\alpha_{95}$  = 6°) and the direction obtained for the autochthonous footwall (DEC = 005°, INC = 38°,  $\alpha_{95}$  = 8°) which crops out in the western sector of the Sierras Exteriores thrust front.

The interpretation of the paleomagnetic data within the External Sierras structural framework clearly shows that the kinematics of individual thrust sheets involves a clockwise component, at least during a period of their evolution. The maximum rotation values were found in the western and central sectors (42° and 30° respectively). The age of the rotation decreases towards the west along with the age of deformation of the cover rocks. Starting in late Priabonian the kinematics of the thrust front resulted in a lack of rotation in the central sector of the Sierras, while the western sector underwent a clockwise rotation. The differential movement between both sectors gave rise to the development or reactivation of structures (i. e. Rasal-Anzáñigo anticlines) that articulated the deformation of adjacent zones with different rotational components.

*Keywords:* Southpyrenean Basal Thrust. External Sierras. Clockwise rotation. Magnetotectonics. Accumulated rotations. Structures of articulation. Relative opposite rotation. Isocycle.

---

## EXTENDED ABSTRACT

The External Sierras of the Pyrenees expose the Basal Thrust in the western-central Southpyrenean front (Fig. 1). The complexity of the structure and the shortening decrease towards the west from the border with the Southpyrenean Central Unit (SCU) (Fig. 2). This implies a clockwise vertical-axis rotation which was proposed in 1970 by Soler, and later supported by paleogeographical data (Puigdefàbregas, 1975), structural data and modelling (Millán et al. 1992, Millán, 1996) and magnetostratigraphic data (Burbank et al., 1987, and Hogan 1993).

The aims of this magnetotectonic study are: 1) To demonstrate the stable and primary character of the magnetization in the frontal rocks of the External Sierras. 2) To determine the amount of clockwise rotation value more accurately and 3) To explain variations in structure along strike taking into account the available structural information.

## Geological Setting

The External Sierras separate the overthrust northern border of the Ebro foreland basin to the south from the Jaca piggy-back basin to the north. The Sierras are made up of Middle Triassic evaporite (detachment level) to Lower Mioocene rocks that were displaced southward in the hanging-walls of WNW-ESE striking thrusts (Figs. 1 and 6). These form an imbricate thrust system that branches northward with basement-involved thrusts (Cámara y Klimowitz, 1985; Millán

1996). Throughout the External Sierras the main compressive structures are interfered by a significant number of N-S trending thrust faults and folds (Selzer, 1948; Almela and Rios, 1950) which are interpreted as oblique structures of the former (Millán et al., 1995a).

Compressive deformation started during middle Lutetian (Middle Eocene) and continued until Early Miocene. During that period of time sedimentation was coeval with the development of the thrust-front. The Middle Lutetian-Early Oligocene record is clearly exposed in the marine (Guara and Arguis Fms.), transitional (Belsué-Atarés Fm.), and continental deposits (Campodarbe Fm.) related to the oblique structures that are preserved in the northern slope of the Sierras; whereas, the final episodes of folding and thrusting are recorded in the Oligo-miocene molasse deposits (Uncastillo Fm.) that appear at the southern edge of the thrust system.

## Paleomagnetism

Thirty-two sites have been studied in the area (Fig. 6). Most of them are situated in the marls of the Arguis Fm. (Bartonian-Priabonian); 26 sites are located in the hanging-wall, 4 in the foot-wall and 2 in the periclinal western end of the structure (San Marzal area). More than 400 samples were thermally demagnetized using a TSD-1 oven (Shonsted Ltd.), and the magnetization was measured with a GM-400 super-conducting magnetometer (Cryogenic Consultants Ltd.). The initial magnetization ranges from  $10^{-3}$  to  $10^{-4}$  A/m. The magnetic carrier seems to be a low coercivity phase (magnetite and/or sulphides, fig. 3c). The measurements of the susceptibility vs temperature indicate neoformation of magnetite at (+/-) 350°C (Fig. 3b). Orthogonal diagrams (Figs. 3d and e) and decay demagnetization curves (Fig. 3a) allow us to define two magnetic components; 1) A low temperature (20°-250°C) component, which is a mixture between the present field and the drilling direction. 2) A Characteristic Remanence Magnetization (ChRM) stable component (250°-400°C). The ChRMis have been determined using the “eye ball” method and Principal Component Analysis (PCA, Kirschvink, 1980). When the “eye ball” and PCA methods do not give us good quality results ( $\alpha_{95}>15^\circ$ ), we have used the Demagnetization Circles approach (Bailey and Halls, 1984) and/or the Stacking Routine (Scheepers and Zijdeveld, 1992), (Fig. 4). An angle  $\sigma$  is added in the table 1 to indicate the accuracy when more than one method has been used to calculate ChRM directions. This angle ( $\sigma$ ) is the maximum angular deviation observed between the different methods applied to a given site.

The stable and primary character of the ChRM is demonstrated by: 1) The constant temperature intervals defined by demagnetization (+/- 250 °C-400 °C). 2) The constant inclination value (47.3 +/- 1.7) which agrees with the magnetic reference vector (DEC=005, INC=51,  $\alpha_{95}=6$ , Dinarés, 1992). 3) The occurrence of reversals, consistent with the available magnetostratigraphic data (Hogan, 1993). 4) The positive fold test made in the Pico del Águila anticline sector (Fig. 5). 5) Agreement with the Dinarés reference of the local reference calculated in the sites in the footwall of the basal thrust (DEC=005, INC=38,  $\alpha_{95}=8$ ).

Special tectonic corrections have been made (in some cases) instead of the simple bedding correction because of the complexity of the structure. We have filtered Spurious Apparent Rotations (SAR,  $\phi$ ) due to the geometry of folds (plunging and conical) and thrust faults (oblique ramps). The spurious rotations obtained range from -18° to +21° (see table 1).

After bedding or tectonic corrections our results have been compared with the reference (Dinarés, 1992) to obtain the (regional) vertical axis rotation value ( $\beta$ ) for every site.

## Central Sector-Results

The maximum rotation value is about 34° (AR09) and is found at the bottom of the Arguis Fm. The minimum values (around 0°, non significant rotation) are found close to the top of the Arguis Fm.. These variations within of the Arguis Fm. suggest syn-rotational deposition of the marls (Bartonian-Priabonian). Note that sites PAO3 and PAE3 do not fit in the sequence of upward decreasing but also do not pass the fold test (Fig. 5).

## Occidental Sector-Results

We have found that results depend on the structural location of the sites: a) The similarity of the mean magnetic vector obtained in the foot-wall of the basal thrust (after tectonic corrections) with the reference vector implies no significant rotation of the foreland basin. b) An unexpectedly high value of clockwise rotation is found in the hanging-wall. The east-plunging overturned forelimb of the Punta Comun folded thrust could explain the anomalous value at site AR05 (on the other hand, this site also shows a high error,  $\alpha_{95}=25^\circ$ ). c) The rest of the hanging-wall shows variable values of rotation (from  $20^\circ$  to  $42^\circ$ ). First, and perhaps most interesting, is the  $42^\circ$  clockwise rotation detected in site VL01. This site is located near the Arguis-Campodarbe contact which contrasts with the non-significant rotations observed at the same stratigraphic location in the Central Sector. Second, it seems to be clear that the amount of rotation decreases towards the east.

## Discussion and conclusions

The degree of rotation detected in the External Sierras is variable, in both time and space. The rotation seems to be higher in the section and younger in the Occidental sector, which agrees with the age of the deformation observed by Millán (1996). This suggests that the rotation axis migrated towards the West. The set of information indicates that a possible accumulation of the rotations could be happened in the External Sierras (Fig. 7a), however the accumulation would produce spatial problems with very difficult solution. The second alternative to explain the migration of the rotation proposes the existence of "structures of articulation" which would separate areas of rotation from non-rotated areas. These structures would undergo compressions and extensions oblique to the regional stresses and should be geometrically oblique with respect to the general trend.

Paleomagnetic data support the second hypothesis, which is also corroborated by structural evidence. The Rasal-Anzanigo anticline would be one of these structures. It separates the Central and Occidental sectors, which seem to have different ages of rotation.

---

## INTRODUCCIÓN

Las Sierras Exteriores del Prepirineo Aragonés constituyen la alineación de relieves montañosos que separan la Cuenca molásica de Jaca de la Cuenca del Ebro y representan la parte aflorante más meridional del frente de Cabalgamiento Basal Surpirenaico en el sector aragonés. La parte frontal de dicha estructura, en el ámbito de las Sierras Exteriores, está formada por un conjunto de láminas cabalgantes que despegan en las facies triásicas de arcillas con evaporitas y se superponen a los materiales oligo-miocenos del antepaís de la Cuenca del Ebro.

En el sector occidental de Sierras Exteriores (sector situado al W del río Gállego-Riglos) se aprecia que la complejidad de la estructura se atenúa hacia el W. En dicho sector la presencia de láminas imbricadas se limita al tramo comprendido entre el Gállego y las Sierras de Salinas y San Felices, mientras que hacia el W se reduce a la existencia de un pliegue apretado (anticlinal de Sto. Domingo) cuyo cierre periclinal se encuentra en las inmediaciones de San Marzal (Fig. 1).

Los modelos que tratan de reproducir esta disposición estructural exigen que el acortamiento sea más reducido hacia el extremo occidental (Fig. 2). Este requisito sólo se resuelve con un giro en sentido horario de la cobertera despegada del flanco norte, suponiendo que inmediatamente al sur del anticlinal de Santo Domingo, la cobertera permanece solidaria al substrato de la Cuenca del Ebro. Desde Soler (1970) se postuló la necesidad de este giro en la cobertera para explicar la estructura de las Sierras Exteriores. Posteriormente esta hipótesis ha sido formulada a partir de argumentos paleogeográficos (Puigdefàbregas, 1975) y estructurales (Millán et al. 1992; Millán, 1996).

El paleomagnetismo es la técnica idónea para constatar rotaciones a escalas muy diversas, especialmente aquéllas que son debidas a la acción de ejes verticales. En el caso de coberteras despegadas con componente rotacional basta con comparar la magnetización remanente primaria de la roca (adquirida en el momento del depósito) con la dirección de referencia para esa placa y edad; la diferencia observada entre ambas, caso de que exista (o

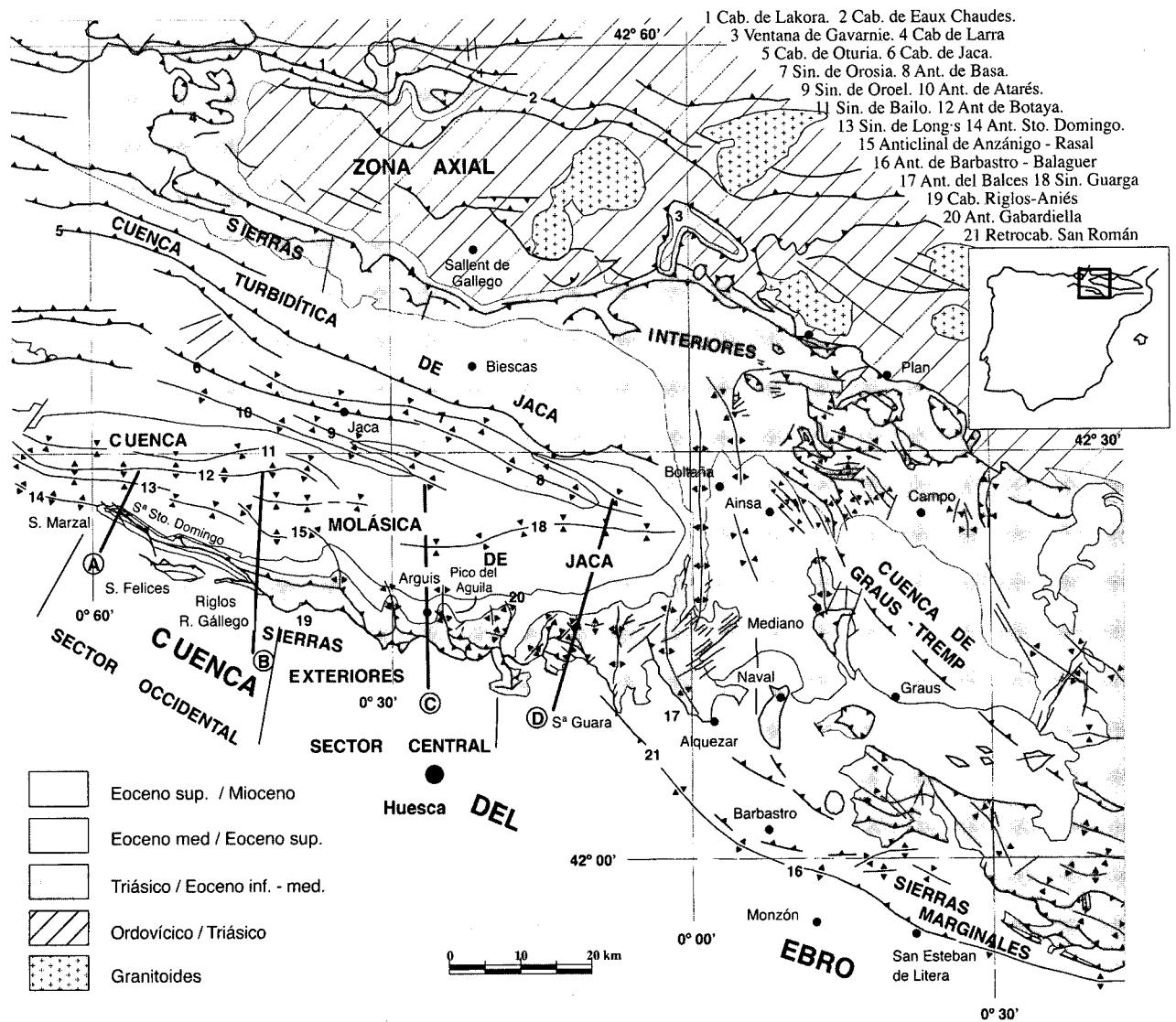


Figura 1. Esquema geológico del Pirineo Central en el que se muestran los nombres de las principales estructuras relacionadas con este trabajo, así como la situación de los cortes de la figura 2.

Figure 1. Geological sketch map of the External Sierras within the structural framework, of the South-Central Pyrenees. The names of the main structures related to this study are indicated.

sea estadísticamente significativa) será debida a la cinemática rotacional de las estructuras en las que se encuentran las rocas estudiadas. La constatación de rotaciones y su integración con el resto de datos cinemático/dinámicos es de esencial importancia en la interpretación geodinámica de un orógeno.

En la actualidad se han realizado numerosos estudios paleomagnéticos en el ámbito pirenaico; Burbank et al. (1987), Bates (1989), Pascual (1992), Dinarès i Turell (1992), Bentham (1992), entre otros, pero los que se han

centrado en el entorno de las Sierras Exteriores son, fundamentalmente, los de Hogan (1993) y Pueyo (1994), así como Larrasoña et al. (1996), en la prolongación de la estructura hacia Navarra.

El conocimiento de los valores exactos de rotación, así como su edad, tiene numerosas aplicaciones; entre otras, el cálculo de valores de acortamiento (Millán et al., 1996), difícilmente inferibles en este tipo de regiones. También cabe señalar que el tratamiento de los datos paleomagnéticos debe ser coherente con los datos

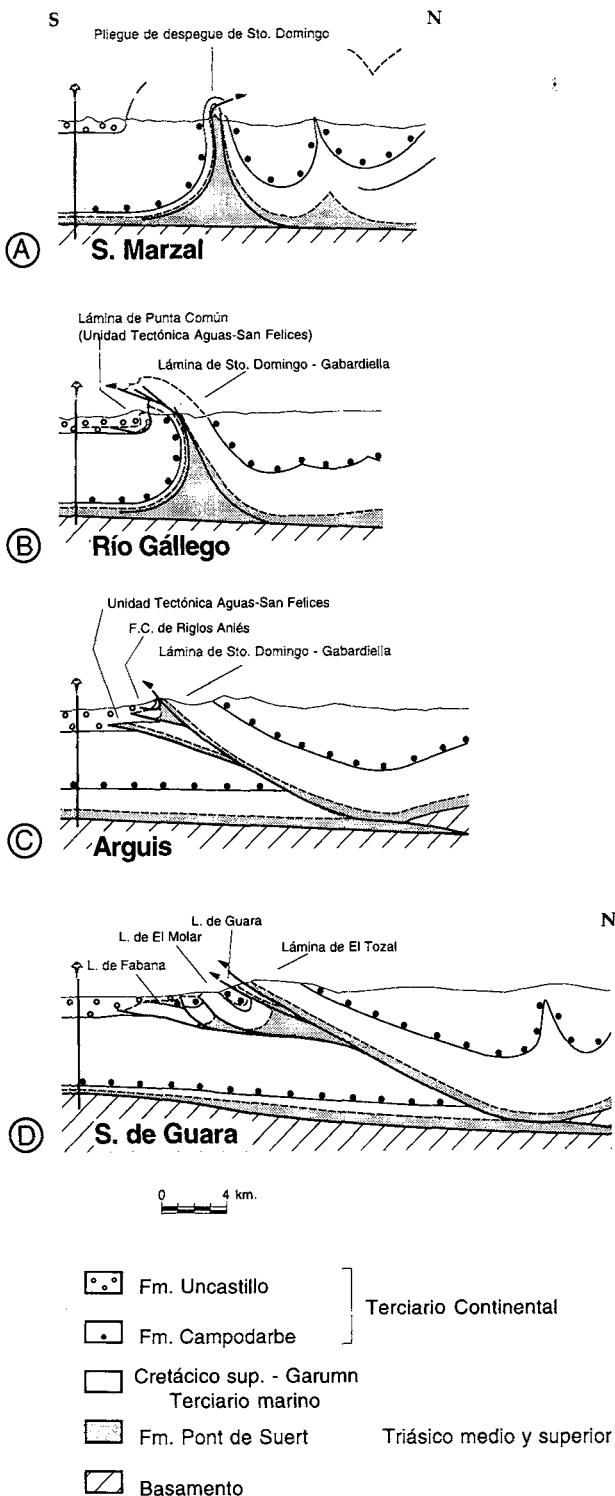


Figura 2. Cortes geológicos (Millán, 1996) de las Sierras Exteriores: a) San Marzal, b) Río Gállego, c) Arguis, d) Sª de Guara.

Figure 2. Geological cross sections of the External Sierras (simplified from Millán, 1996). a) San Marzal, b) Río Gállego, c) Arguis, d) Sª de Guara. For location of cross sections see fig. 1.

estructurales. El objetivo final es obtener un valor de rotación (regional) en cada estación estudiada, el cual se obtendrá comparando la dirección característica obtenida una vez llevada a la horizontal con la dirección de referencia; esta operación necesariamente deberá tener en cuenta la geometría de la estructura en la que se encuentra para evitar errores debidos a rotaciones aparentes derivadas de correcciones tectónicas inadecuadas.

Los objetivos de este trabajo son: 1) demostrar el carácter estable y primario de la magnetización estudiada; 2) precisar la magnitud de giro a partir de la comparación de los valores calculados del paleocampo magnético con la dirección de referencia, y 3) explicar su variación en relación con su posición dentro del edificio estructural.

## SITUACIÓN GEOLÓGICA

Al W de la Unidad Surpirenaica Central, la cuenca surpirenaica se presenta compartimentada por el frente de cabalgamiento surpirenaico que, procedente de las Sierras Marginales catalanas, se prolonga hasta las Sierras Exteriores aragonesas (Garrido, 1972, Millán, 1996) (Fig. 1). El conjunto de las Sierras Exteriores tiene una orientación próxima a WNW-ESE y en ellas afloran rocas de edades comprendidas entre el Triásico y el Mioceno (por ej. Mallada, 1878; Selzer, 1948; Almela y Ríos, 1950a y 1950b, entre otros).

El frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores está formado, en su mayor parte, por el conjunto de pliegues y cabalgamientos localizados en la franja de cobertera alóctona que se superpone a los materiales de la Cuenca del Ebro (Soler, 1970; Soler y Puidefábregas, 1970; Puidefábregas y Soler, 1973, Cámara y Klimowitz, 1985, Pocoví et al., 1990).

## Estratigrafía

El registro estratigráfico de las Sierras Exteriores comprende desde el Triásico hasta depósitos molásicos de edad miocena. Los primeros están formados por dolomías, calizas dolomíticas y margas yesíferas. Estas últimas constituyen el horizonte de despegue principal del frente cabalgante. Sobre las rocas del Triásico superior se encuentran discordantes entre 80-100 m de las secuencias marinas del Cretácico superior, seguidas por espesores similares de las facies continentales del tránsito

Cretácico-Terciario (facies Garumniense). Por encima de ellas reposan las calizas de la plataforma luteciense (Fm. Guara) cuyos espesores varían desde 60-70 m en el sector occidental hasta algo más de 1.000 m en el oriental. Sobre esta plataforma se depositan entre 70 y 1.200 m de margas con intercalaciones de calizas bioconstruidas (Fm. Arguis) que en la vertical pasan a facies de tipo deltaico (Fm. Belsué-Atarés) de edad Eoceno medio-superior. Desde finales del Eoceno hasta el Oligoceno inferior se sedimenta una potente serie molásica continental con potencias que llegan a superar los 3.500 m (Fm. Campodarbe) en el entorno de las Sierras. Los materiales más modernos están representados por conglomerados, areniscas y limos del Oligoceno superior y Mioceno inferior localizados principalmente al sur del sistema cabalgante (Fm. Uncastillo).

### Estructura y síntesis de la evolución estructural

Una de las características peculiares de las Sierras Exteriores es la existencia de un conjunto de anticlinales de orientación meridiana de edad progresivamente más moderna hacia el W (Almela y Ríos, 1951 a y b; Puidefàbregas, 1975; fig. 1). Estos pliegues son sinsedimentarios con los materiales del Eoceno medio-Oligoceno, y su tamaño es menor cuanto más al W se encuentran (Almela y Ríos, 1951b; Puidefàbregas, 1975); a partir del análisis tectosedimentario realizado por Millán et al. (1994) en los depósitos eocenos asociados a los pliegues de despegue del sector central, se confirma una propagación de la deformación hacia el W y se deduce una coetaneidad en su crecimiento una vez nucleadas las estructuras. Otro rasgo estructural destacable es la interferencia entre los accidentes N-S con otros de rumbo paralelo a la cadena (por ej. Selzer, 1948; Almela y Ríos, 1950b), en su mayoría formados con posterioridad a los primeros.

La actividad de las láminas integradas en este segmento del frente de cabalgamiento surpirenaico se produjo desde el Eoceno medio hasta el Mioceno inferior, de manera sincrónica con la sedimentación, tal como lo documentan los depósitos sintectónicos de ese período (Almela y Ríos, 1951b; Puidefàbregas, 1975; Hirst, 1983; Poció et al., 1990; Arenas, 1993; Millán et al., 1994 y 1995). Actualmente, el frente cabalgante sobre la Cuenca miocena del Ebro aflora casi exclusivamente en el sector central de las Sierras Exteriores.

Según Millán (1996) en la evolución cinemática de las Sierras Exteriores se pueden diferenciar dos etapas

de estructuración, cuyas características principales se esbozarán a continuación. Ambas etapas se suceden de forma casi continua en el tiempo y siempre en el marco de la compresión pirenaica; la primera abarcaría desde el Luteciense inferior-medio hasta el Chattiense, y la segunda desde el Chattiense al Mioceno inferior. Estas etapas estarían separadas por un intervalo, dentro del propio Chattiense, en el que las molasas terciarias (Fm. Uncastillo) recubren gran parte del frente cabalgante que actuó hasta entonces; en dicho intervalo se inició también el crecimiento del anticlinal de Santo Domingo (Figs. 1 y 2). El desarrollo de este pliegue supuso el plegamiento del cabalgamiento basal surpirenaico en los sectores occidental y central, así como un cambio importante en el patrón estructural existente hasta ese momento en dichos sectores.

El primer periodo estuvo definido por el emplazamiento de un sistema de cabalgamientos que se imbricaban lateralmente hacia el W a la vez que compartían el segmento frontal del sistema, en este caso, el frente de cabalgamiento surpirenaico. Durante este periodo se desarrollaron, por una parte, las principales estructuras oblicuas al frente cabalgante (cabalgamientos y pliegues "N-S"), y por otra, una extensa rampa de bloque inferior. Sobre esta última tuvo lugar la mayor parte de la traslación hacia el S/SSW del conjunto de la cobertera alóctona. Actualmente, la serie alóctona se apoya sobre dicha rampa según un rellano, o rampa suave, localizado en las rocas del Triásico medio y superior.

Los anticlinales N-S, actualmente subparalelos a la dirección de compresión pirenaica, se interpretan (Millán, 1996) como estructuras oblicuas en las que se amortiguan los distintos cabalgamientos del sistema imbricado. Salvo excepciones, los cabalgamientos presentaban vergencia al S-SW y traza arqueada con concavidad al N-NE.

En general, los despegues y cabalgamientos formados en dicho intervalo de tiempo siguen básicamente una secuencia de bloque inferior. Estas estructuras, atendiendo a la edad de los pliegues N-S asociados a ellas, alcanzaban posiciones cada vez más occidentales. En el Luteciense superior el sistema de cabalgamientos se extendía hasta el sector central (anticlinal de Bentué), mientras en el Bartonense ya alcanzaba el sector occidental de las Sierras (anticlinales de Fachar y San Felices). La marcada disminución en el tamaño de los pliegues meridianos hacia el W permite afirmar que el frente cabalgante de las Sierras Exteriores se atenúa en ese sentido.

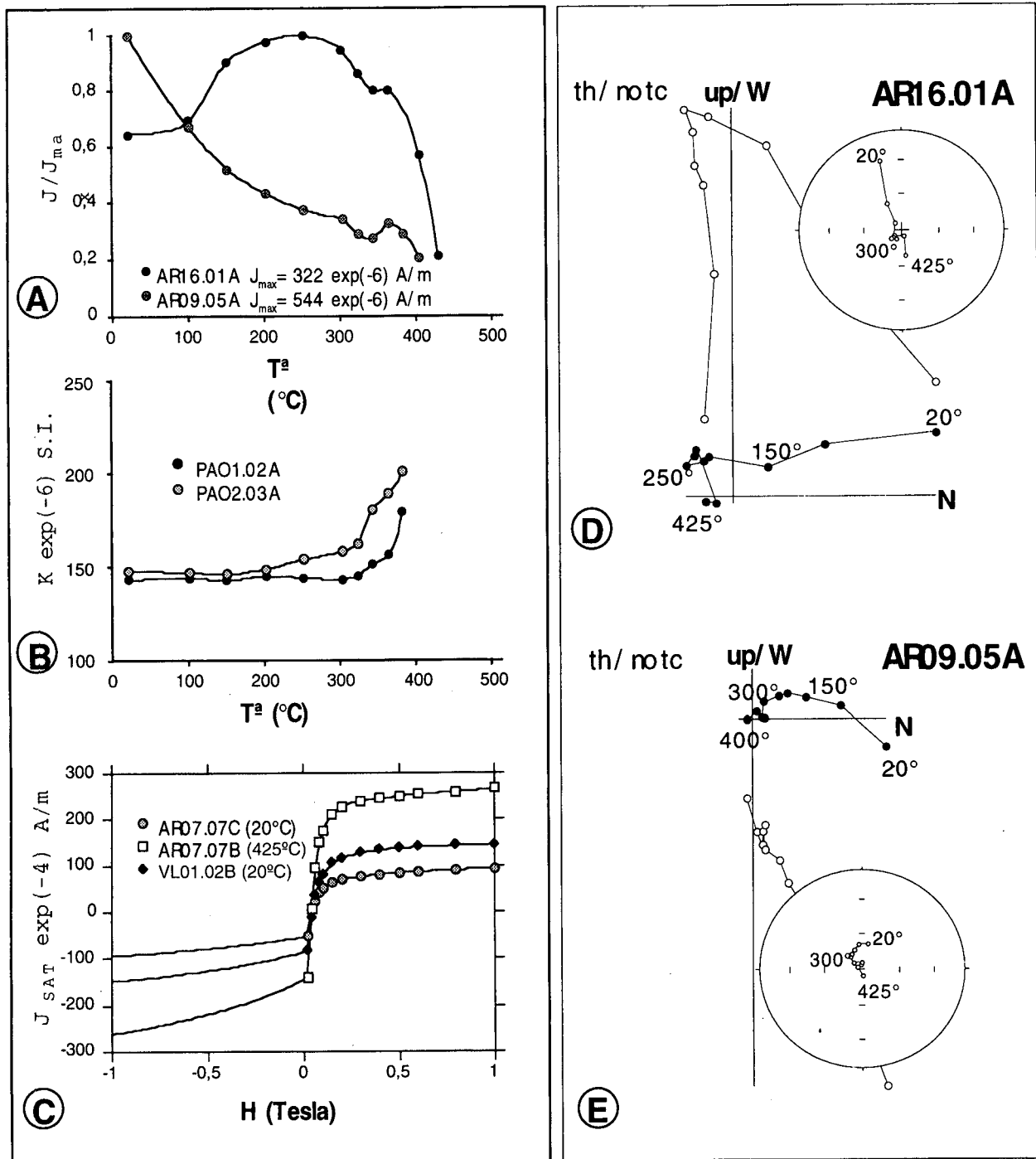


Figura 3. Resultados Paleomagnéticos. a) Caída de la magnetización normalizada ( $J/J_0$ ) durante la desmagnetización térmica. b) Evolución de la susceptibilidad ( $K$ ) durante la desmagnetización térmica. c) Curva de saturación de magnetización remanente isoterma normalizada ( $J_s/J_{s-max}$ ) respecto a campos magnéticos ( $H$ ) crecientes. d y e) Diagramas ortogonales de desmagnetización y proyección estereográfica correspondiente.

Figure 3. Paleomagnetic results a) Decay curve of the normalized magnetisation ( $J/J_0$ ) during thermal demagnetization. b) Evolution of the magnetic susceptibility ( $K$ ) during thermal demagnetisation. c) Saturation curve of the normalized isothermal remanent magnetisation ( $J_s/J_{s-max}$ ) with respect to increasing magnetic fields ( $H$ ). d & e) Orthogonal demagnetisation diagrams and their corresponding stereographic plots.



Como resultado del aumento progresivo del acortamiento de la cobertera alóctona de las zonas orientales con respecto a las occidentales, las estructuras iniciales fueron rotando, a la vez que se producía la interferencia con otras más recientes y de rumbo congruente con una dirección de acortamiento NNE-SSW. El patrón estructural resultante de estas interferencias es especialmente marcado en aquellas zonas donde, a los pliegues y cabalgamientos más antiguos, se les superponen sus equivalentes más recientes. Finalmente, la rotación horaria supuso que la orientación de los anticlinales meridianos variara con el tiempo. Así, en el anticlinal del Pico del Águila el eje del pliegue varía desde un rumbo entorno a N330W, hasta adquirir la orientación actual N005E (Pueyo et al., 1995).

Durante el Chattiense-Mioceno inferior, en los Sectores Occidental y Central, el anticlinal de Sto. Domingo (Fig. 2a) pliega el bloque superior del cabalgamiento basal (i.e. Unidad Tectónica de Aguas-San Felices) junto con la rampa de bloque inferior asociada al mismo (Fig. 2b). Del núcleo triásico de este pliegue emerge un sistema imbricado de bloque superior (i.e. láminas de Riglos, de Aniés, y de Sto. Domingo-Gabardiella), que progresa de W a E, y que superpone la serie de su flanco N a las molasas miocenas que fosilizaban el frente anterior. Dada la oblicuidad del pliegue de Sto. Domingo en relación a la rampa de bloque inferior autóctona, desde aproximadamente la localidad de Rasal hacia el E, la serie autóctona no se encuentra involucrada en el plegamiento. La traslación ligada a este nuevo frente de cabalgamiento continúa hacia el E (Fig. 2c); en determinadas porciones del bloque superior el acortamiento se canaliza a favor de los niveles triásicos de antiguas estructuras meridianas, que de esta forma rejuegan como rampas oblicuas (por ej. anticlinal de Rasal) o laterales (por ej. anticlinal de Gabardiella).

La estructura del área ubicada inmediatamente al W de la terminación periclinal del anticlinal de Sto. Domingo está principalmente definida por el plegamiento de la cobertera (Millán, 1996 y Oliva et al., 1996). En términos de acortamiento, la formación del anticlinal de Sto. Domingo supuso que se redujeran las diferencias existentes entre los sectores occidental y central-oriental antes de su desarrollo.

La deformación producida durante esta última etapa quedó relativamente poco marcada en la mitad E del sector oriental. En esta zona el cabalgamiento basal continuó ascendiendo en la serie hasta cortar rocas miocenas. Durante el Mioceno aún se desarrollaron estructuras com-

presivas, tanto en el bloque superior (retrocabalgamiento de San Román) como en el inferior (anticlinal de Barbastro-Balaguer).

En la mitad W del sector oriental el acortamiento se resuelve principalmente mediante pliegues y cabalgamientos vergentes al S y traslación moderada que, siguiendo una secuencia de bloque superior, deforman los accidentes previos.

## MUESTREO Y ANÁLISIS DE LABORATORIO

Se han muestreado 32 estaciones paleomagnéticas. En cada estación se tomaron una media de 9 testigos. Las muestras se obtuvieron con una perforadora de gasolina portátil refrigerada con agua y provista de una broca de diamante de baja proporción de hierro.

La distribución de las estaciones puede verse en la figura 6, en la que además se han añadido la situación de los perfiles magnetoestratigráficos de Hogan (1993). En su mayoría las estaciones se han realizado en las margas eocenas (Bartoniense-Priabonense) de la Fm. Arguis y de la Fm. Belsué-Atarés. En la campaña preliminar también se obtuvieron muestras en las calizas de la Fm. Guara y en los materiales continentales del Garummiense, así como en las areniscas de la Fm. Campodarbe. La mayoría de las estaciones se localizan en el bloque superior de los cabalgamientos, no obstante 4 de las estaciones se encuentran en el bloque inferior y 2 en el cierre periclinal (sector de S. Marzal).

La mayoría de las muestras fueron desmagnetizadas térmicamente (TH) en intervalos de 20°/50°C mediante un horno "TSD-1" (Shondsted Ltd.). La magnetización se midió con un magnetómetro criogénico "Criogenic Consultant Ltd." de tres ejes (SQUID). Tras las medidas de magnetización, en cada paso, se midió la susceptibilidad magnética con el fin de controlar la evolución de posibles cambios mineralógicos ocurridos conforme se incrementaba la temperatura de desmagnetización. Un mínimo de 10 pasos fueron realizados para cada muestra, desde 20°C hasta 450°C como máximo, con el fin de disponer de suficientes puntos para ajustar con precisión la dirección característica (MRCh). Para determinar la naturaleza de las fases ferromagnéticas responsables de la magnetización remanente natural (MRN), también se llevaron a cabo ensayos de adquisición y saturación de magnetización remanente isoterma (MRI). Las saturaciones se realizaron sometiendo las muestras a un campo magnético producido por un electroimán "Pulse

magnetizer" (hasta 1 Tesla) y la MRI se midió con un "Spinner magnetometer" (Molspin Ltd.)

## RESULTADOS PALEOMAGNÉTICOS

Se han desmagnetizado un total de 443 muestras con una media de 14 especímenes analizados por estación. Los valores de magnetización inicial de las estaciones de margas (casi el 80% de las estaciones estudiadas) se encuentran entre  $100$  y  $900 \times 10^{-6}$  A/m, y la susceptibilidad entre  $100 \times 10^{-6}$  y  $200 \times 10^{-6}$  S.I. Prácticamente la totalidad de las muestras de margas siguió un comportamiento similar durante la desmagnetización; caída constante de la magnetización hasta  $200$ - $250^\circ\text{C}$  (perdiendo hasta un 80% de la MRN), siendo de menor pendiente hasta los  $350$ - $400^\circ\text{C}$  (Fig. 3a). La evolución de la susceptibilidad deja patente el problema de neoformación de nuevas fases magnéticas que puede aparecer en el intervalo de  $300^\circ$  a  $450^\circ\text{C}$ , llegando, en algunos casos, a multiplicar varias veces el valor inicial de la susceptibilidad (Fig. 3b). El análisis de las curvas de adquisición de MRI revela que la magnetización reside en una fase de baja coercitividad, ya que las muestras quedan saturadas (más del 90%) a 0.2 Tesla. Esto implica que los portadores de la magnetización son magnetitas y/o sulfuros de hierro, siendo despreciables las aportaciones de hematites o goethita (Fig. 3c).

La evolución espacial de las muestras tanto en los diagramas ortogonales de desmagnetización (Zijderveld, 1967) como en proyección estereográfica (Fig. 3d) nos ha permitido caracterizar varias componentes direccionales: 1) Una remagnetización reciente hasta  $100$ - $200^\circ\text{C}$ , cuyo origen es el campo magnético actual, más una aportación inducida por la dirección de perforación; 2) la dirección característica que se define desde  $250$ - $300^\circ\text{C}$  hasta los  $450^\circ\text{C}$ , dependiendo del grado de neoformación de ferromagnéticos durante la desmagnetización. Probablemente el mineral neoformado es magnetita superparamagnética de carácter muy viscoso, debido a la pendiente de las curvas de saturación de MRI realizadas en muestras calentadas hasta  $425^\circ$  (Fig. 3c), lo que concuerda con los resultados de otros autores (Dunlop, 1972).

La definición de direcciones características para cada muestra se ha realizado por medio de la estimación sobre los diagramas ortogonales de desmagnetización utilizando para el cálculo de la mismas el método de Kirschvink (1980) basado en el análisis de componentes principales (ACP). Cuando las direcciones se definían con peor calidad, o cuando el intervalo de definición de la dirección

característica estaba afectado por los problemas de neoformación, se han utilizado otros métodos (Fig. 4): 1) Círculos de desmagnetización (Bailey y Halls, 1984) para la estimación de la dirección media de la estación a partir de la intersección de los círculos mayores que definen las desmagnetizaciones de muestras con direcciones secundarias; 2) apilamiento de temperaturas de Scheepers y Zijderveld (1992).

Las direcciones medias calculadas para cada estación (a partir de las direcciones obtenidas por ACP para cada muestra) han sido caracterizadas por el  $\alpha_{95}$  y la  $\kappa$  de Fisher (1953). Cuando se usaron varios métodos de análisis, la calidad de la estación viene representada por el ángulo  $\sigma$ , que es la máxima separación angular entre los resultados obtenidos por diferentes métodos (ver Tabla 1).

## ESTABILIDAD Y CARÁCTER PRIMARIO DE LA MAGNETIZACIÓN

La estabilidad de la magnetización característica estudiada está avalada por varios aspectos; en primer lugar, la constancia de los intervalos de temperatura ( $300$ - $425^\circ$ ) en los que se ha definido la dirección característica en la mayoría de las muestras (más de  $350^\circ$ ), así como la similitud de las trayectorias de desmagnetización. Por otro lado, es destacable la similitud de las curvas de saturación de MRI de todas las estaciones estudiadas, lo que implica que los minerales portadores de la magnetización son básicamente los mismos.

Por otra parte el carácter primario de la magnetización está acreditado por varios argumentos:

- Constancia de la inclinación magnética característica. La media de 21 estaciones de margas cuyas fábricas no son excesivamente anisótropas es de  $47.3^\circ \pm 1.7^\circ$ ; este valor es coherente con la dirección de referencia eocena (DEC= $005^\circ$ , INC= $51^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 6^\circ$ ) calculada por Dinarès et al (1992) a partir del paleopolo de la placa europea (Westphal et al., 1986).
- La correlación de los perfiles magnetoestratigráficos de Hogan (1993) con los bioestratigráficos (Canudo, 1991), así como el test de inversión realizado por el primer autor, apoyan igualmente el carácter primario eoceno de la magnetización.
- El test del pliegue realizado por separado en las secuencias de depósito del anticlinal del Pico del Águila

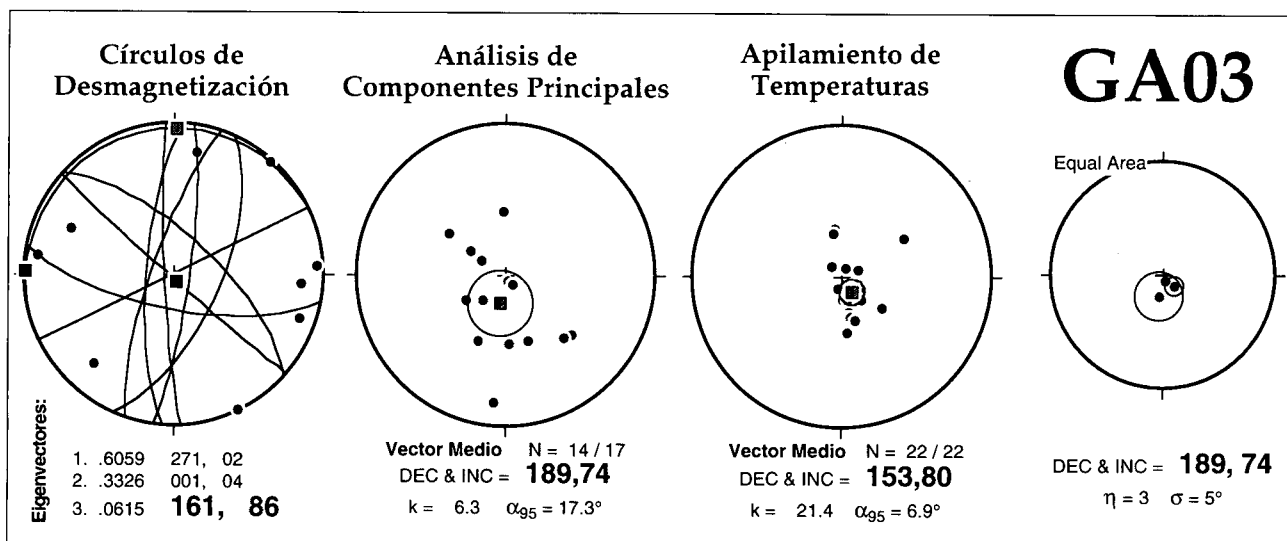


Figura 4. Resultados medios del análisis de la magnetización característica por diferentes métodos de la estación GA03, los círculos menores representan el cono cuyo semiángulo es el  $\alpha_{95}$ . La proyección de la derecha representa el conjunto de las medias obtenidas por los tres métodos utilizados.

Figure 4. Mean values of the ChRM for site GA03. The results were obtained using different methods. Minor circles represent a cone whose semiapical angle is  $\alpha_{95}$ . The right plot is the set of means obtained using the three methods.

la (Fig. 5) corrobora el carácter sinsedimentario (primario) de la magnetización en las margas de la Fm. Arguis. El mejor ajuste de los vectores pertenecientes a estaciones de ambos flancos se encuentra una vez abatido el 90% del buzamiento. Si se realiza el test del pliegue por secuencias de depósito encontramos que todas las estaciones pasan el test excepto la secuencia III, que podría estar afectada por la diferente tasa de acortamiento que sufre el anticlinal en los últimos estadios de su crecimiento (Pueyo et al., 1997a).

- Finalmente, la dirección obtenida en el bloque inferior del conjunto de la estructura (terrenos autóctonos, en continuidad con la serie de la Cuenca del Ebro, Pueyo et al., 1996a y 1997b) DEC=005° INC=38° ( $\alpha_{95} = 8^\circ$ ) coincide con la de referencia (005°, 51°) como veremos más adelante, y que, por otro lado, concuerda con la dirección obtenida en la depresión del Ebro a partir de los perfiles de Ayerbe, San Felices y Agüero de Hogan (1993) para el Oligoceno (DEC=001° INC=31°  $\alpha_{95} = 11^\circ$ ).

Siguiendo los criterios de credibilidad de la estabilidad de los datos paleomagnéticos de Van der Voo (1990) se puede afirmar que las rocas estudiadas reflejan el registro del campo magnético eoceno ya que:

- La edad de la rocas (Canudo, 1991) y de la magnetización (Hogan, 1993) son conocidas y coincidentes (test de inversión y test del pliegue).
- Se ha realizado una desmagnetización detallada en un número suficiente de muestras (más de 400) y los parámetros estadísticos son aceptables en la mayoría de los casos ( $\alpha_{95} < 16^\circ$  y  $K > 10$ ).
- Existe un control de la posición estructural de las estaciones estudiadas.
- La magnetización característica (antes de ninguna corrección estructural) no coincide con el campo o los paleopolos magnéticos recientes.

#### CORRECCIONES TECTÓNICAS

Una vez que hemos calculado un vector medio en cada una de las estaciones, deberemos restituirlo a la horizontal para compararlo con la dirección de referencia y así obtener el valor de rotación regional ( $\beta$ ). En zonas estructuralmente complejas la corrección de capa que se realiza habitualmente produce, en la mayoría de los casos, un error (McDonnald, 1980) que puede llegar a ser importante (rotación aparente,  $\phi$ ), y que tendremos que cal-

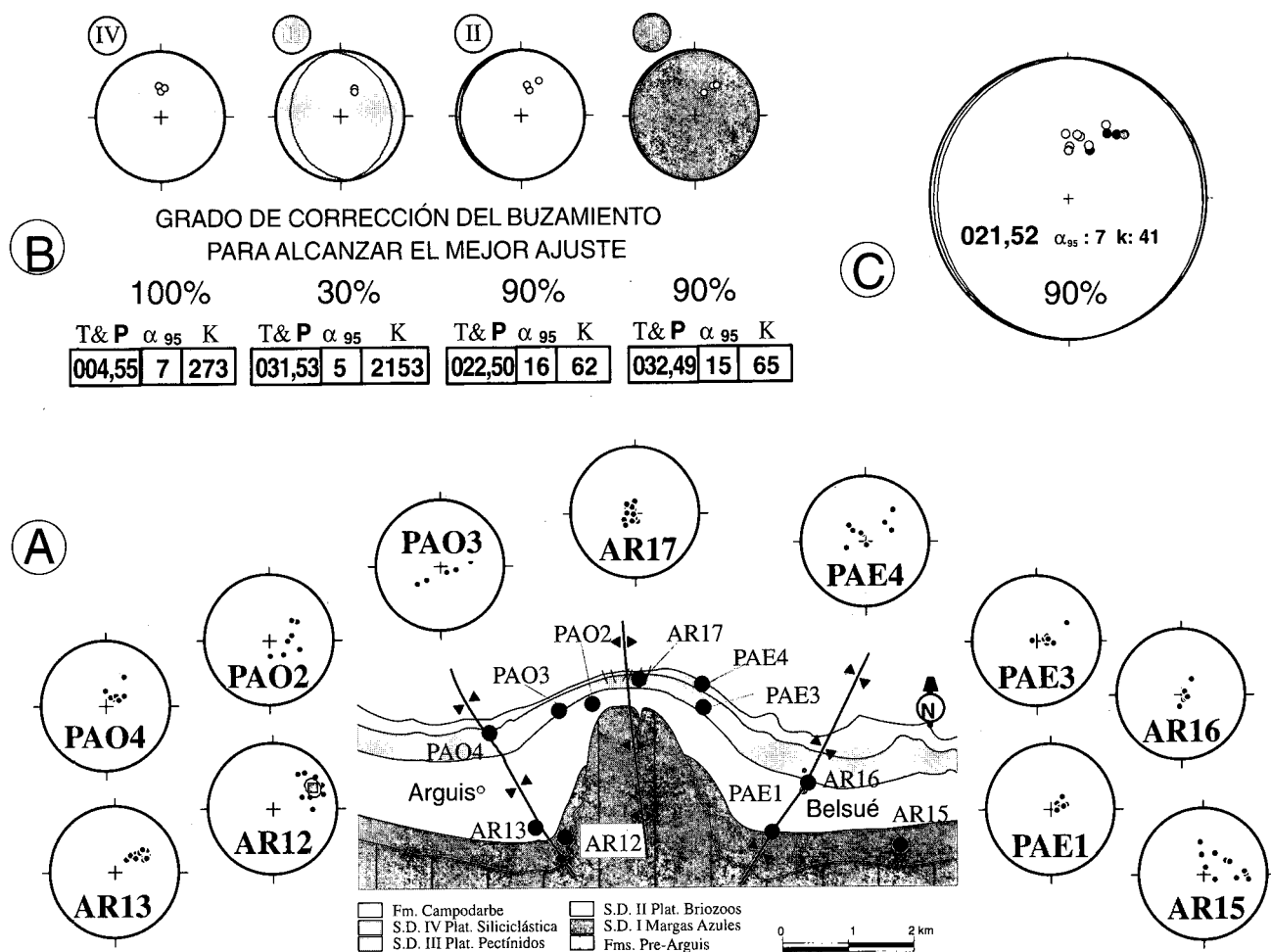


Figura 5. a) Situación de las estaciones utilizadas en el test del pliegue en los alrededores del anticlinal del Pico del Águila así como la proyección estereográfica de las direcciones calculadas para cada muestra en cada estación antes de ninguna corrección. b) Resultado del test del pliegue realizado seleccionando las estaciones en diferentes intervalos de la serie (casi coincidentes con los límites de las secuencias de depósito). c) Resultado del test del pliegue realizado con todas las estaciones del área.

Figure 5. Geological map of the Pico del Águila anticline showing the sites where the fold-test was made. The paleomagnetic vector of each site before tectonic and bedding correction is also shown.

cular para “filtrarlo” de la rotación total y así obtener el valor real de la rotación regional.

Las estructuras que pueden producir rotaciones aparentes en el contexto de cobertera despegada son los pliegues y las fallas.

La inmersión del eje y, en su caso, la geometría cónica producen este tipo de rotaciones ligadas a pliegues. En los pliegues cónicos no se puede restituir la geometría a la horizontal abatiendo las capas plegadas, por lo tanto tenemos que modelizar la evolución del pliegue teniendo en cuenta la orientación original del campo mag-

nético (caso que sea conocida), la orientación del eje del pliegue cónico, y el valor de su ángulo semiapical. Si no se conoce la orientación inicial del paleocampo la rotación aparente esperable se puede obtener del ábaco de Pueyo et al. (1996a, 1996b y 1997b) a partir del ángulo apical del pliegue y el grado de desarrollo de flanco en el que se encuentra la estación estudiada. En el segundo caso la corrección de la inmersión en pliegues cilíndricos es una operación sencilla; basta con recalculer los valores de la estratificación y de los vectores cuando se elimina la inmersión del eje, una vez hecho esto se puede realizar la corrección de capa sobre los datos transformados.

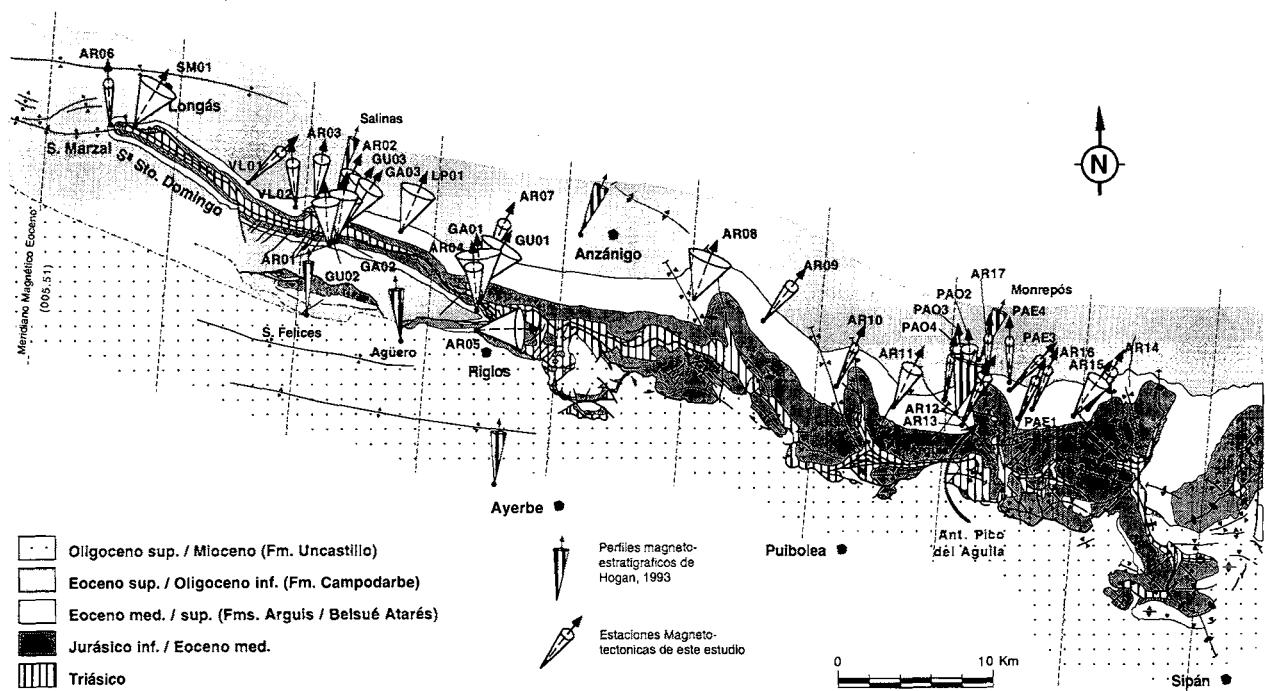


Figura 6. Mapa de los sectores occidental y central de las Sierras Exteriores Aragonesas (Millán, 1996), en el que además se muestran las rotaciones regionales observadas en las distintas estaciones paleomagnéticas estudiadas. El semiángulo de cono representa el  $\alpha_{95}$  y el eje de cada cono es la dirección media calculada en cada estación.

Figure 6. Structural map of the western and central sectors of the External Sierras (simplified from Millán, 1996) showing the rotation values recorded at the studied sites.  $\alpha_{95}$  is represented by the semiapical angle of the cone; the axis of the cone depicts the mean direction of the site.

En cuanto a la geometría de los cabalgamientos, cuando el ángulo sobre el plano horizontal entre las rampas frontales y oblicuas en el bloque superior o el buzamiento de la rampa del bloque inferior sean distintos de  $0^\circ$ , producirán rotaciones aparentes en los puntos situados en el bloque superior que deberán ser corregidas (Pueyo et al., 1997c).

Una vez que tenemos la orientación del campo registrado en una estación dada, el valor de rotación de ese punto se obtendrá comparándolo con la dirección de referencia. Por lo tanto las diferencias observadas entre los datos y la dirección de referencia deberán ser explicadas en términos de cinemática rotacional del cabalgamiento basal pirenaico en este sector. En la figura 6 se pueden observar los valores de rotación, expresados en forma de cono cuyo semiángulo equivale al  $\alpha_{95}$  de Fisher (1953), después de las correcciones tectónicas pertinentes. En la tabla 1 se presentan los datos *in situ* (*acc*), los datos después de la corrección de capa (*dcc*) y los datos después de la corrección tectónica (*dct*). La diferencia entre declinación de *dcc* y la declinación de *dct* es la rotación aparente ( $\varphi$ ).

La rotación regional ( $\beta$ ) es la diferencia entre el valor de la declinación del paleopolo de referencia y la declinación de *dcc* o *dct* según proceda. Nótese que los valores de la inclinación de *dcc* y *dct* son idénticos. Por convenio una rotación en sentido de las agujas del reloj tiene sentido positivo y una en sentido antihorario es negativa.

## MAGNITUDES DE GIRO Y SU SIGNIFICADO

Vamos a describir los valores de rotación en dos sectores (Figs. 1 y 6): occidental y central según la designación de Millán (1996). El sector occidental comprende desde S. Marzal, al oeste, hasta el Gállego (Riglos), y el sector central desde este punto hasta el anticlinal de Gardiella en el este.

### Sector Central

El giro medio de las estaciones analizadas en la zona de los anticlinales N-S (todos ellos incluidos en el bloque

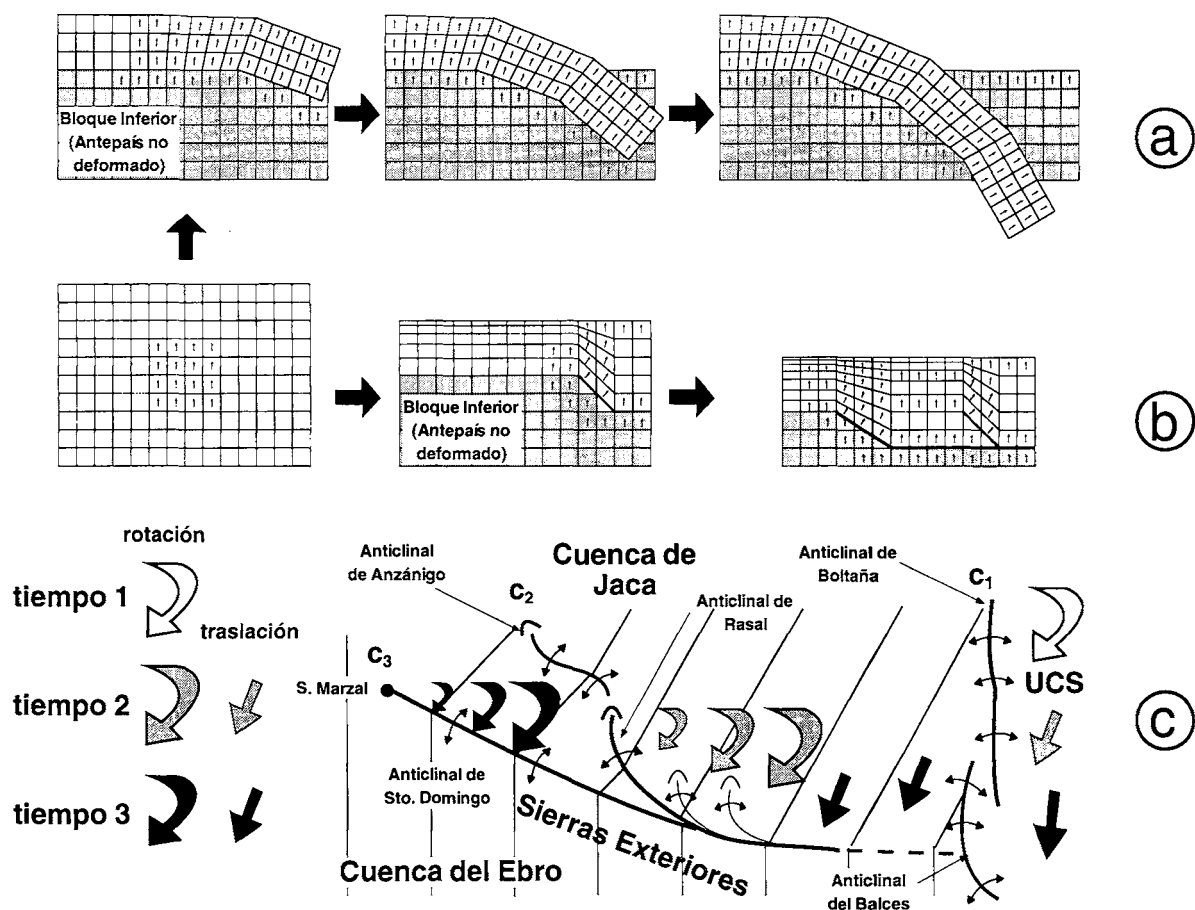


Figura 7. a) Modelo de rotaciones acumuladas. b) Modelo de rotaciones independientes y de estructuras de articulación. c) Modelo esquemático de las Sierras Exteriores en el que se muestran los diferentes valores de giro simplificados y el efecto de las estructuras que han tenido que actuar como articuladoras entre sectores con diferente valor de rotación.

Figure 7. a) Model of accumulated rotations. b) Model of independent rotations between articulation structures. c) Schematic model of the External Sierras showing, in a simple way, the expected rotation values and the effect of articulation structures that separate sectors with different rotation values.

superior del cabalgamiento de Sto. Domingo-Gabardie-lla) es de casi  $9^\circ$  en sentido horario, oscilando entre  $34^\circ$  y  $-10^\circ$ . Sin embargo, este valor medio no es significativo, puesto que los valores hallados no se distribuyen al azar, sino que se pueden hacer las siguientes distinciones:

- 1) En la zona de los anticlinales N-S del sector central los valores máximos de giro ( $34^\circ$  en AR09 o  $30^\circ$  en AR15) se localizan en los niveles inferiores de la Fm. Arguis. Por otra parte, las estaciones situadas en la parte superior de la Fm. Arguis y en la Fm. Belsué-Atarés registran un giro muy reducido ( $-2^\circ$  en AR17 o  $5^\circ$  en PAO4). Todo ello implica que el giro es simultáneo al depósito de la Fm. Arguis y Belsué-Atarés y al crecimiento de los anticlinales meridianos. Dado que

la estructuración de este sector coincide con la sedimentación de la Fm. Guara, probablemente el giro se inicie a partir de este momento. A partir de lo expuesto es posible situar un límite superior a la edad del giro registrado por la cobertera alóctona de esta área, que se correspondería con el tránsito entre las Fms. Arguis-Campodarbe. En consecuencia, en el área en cuestión el periodo en el que se reconoce un giro de la cobertera abarca desde el Luteciense al Priaboniense inferior.

- 2) Si tomamos en cuenta los datos de las secuencias inferiores de la Fm. Arguis se deduce que la cobertera del sector central ha sufrido una rotación horaria de, al menos,  $34^\circ$  (AR09).

3) Todos los valores de rotación de las estaciones del sector central han sido filtrados de rotaciones aparentes, ya sea debidas a la inmersión que presentan los ejes de los anticlinales N-S o a la geometría del cabalgamiento de Sto. Domingo-Gabardiella en este sector. En cualquier caso, el origen de ambas rotaciones aparentes está ligado al basculamiento de 30° hacia el norte (Millán, 1996) que ha sufrido todo el bloque superior del cabalgamiento por encontrarse encima de la rampa de bloque inferior. Las estaciones localizadas en los flancos de los anticlinales N-S han sido corregidas según la orientación del eje medida en campo de cada uno de éstos, y las rotaciones aparentes registradas por este efecto varían entre -15° y +8°. Las estaciones localizadas en las rampas oblicuas del cabalgamiento; (AR09 en la rampa oblicua occidental y AR14 en la rampa oblicua oriental), han sido corregidas teniendo en cuenta los ángulos agudos que forman dichas rampas con las frontal (40° y 75° respectivamente) y el ángulo de la rampa de bloque inferior (30°). Las rotaciones aparentes calculadas según Pueyo et al. (1997c) son de +11° para AR09 y de -18° para AR14.

### Sector Occidental

El valor promedio de giro en este sector es de 16°, oscilando entre los 84° de AR05 y los -10° de GA01 (-9° en AR04 o VL02). En este caso las variaciones no dependen de la posición estratigráfica, al menos dentro de las Margas de Arguis, y es preciso diferenciar varios dominios estructurales con valores de rotación marcadamente diferentes:

- 1) Bloque inferior autóctono. Existen cuatro estaciones en esta parte de la estructura que ofrecen una rotación absoluta poco relevante. La geometría del bloque inferior en el sector del Gállego se corresponde con un pliegue cónico (Pueyo et al., 1994), cuya modelización pone de manifiesto que el promedio de los valores de declinación e inclinación (005°, 38°  $\alpha_{95} = 8^\circ$ , Pueyo et al., 1996a 1997b) es congruente con la dirección de referencia eocena (005°, 51°  $\alpha_{95} = 6^\circ$ ; Dinarés, 1992).
- 2) Lámina de Punta Común. La estación AR05 registra un elevado valor de giro. Si bien la fiabilidad de la estación no es grande ( $\alpha_{95} = 25^\circ$ ), este valor de giro podría explicarse porque en él se incluiría tanto la rotación horaria asociada al emplazamiento del cabalgamiento de Punta Común, como el importante giro que se produciría como consecuencia del desarrollo del anticlinal de Sto. Domingo, que pliega las láminas cabalgantes preexistentes en este sector, teniendo


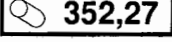

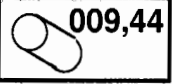
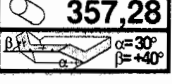


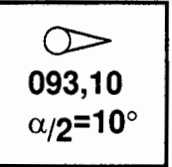
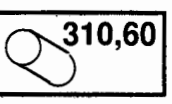
en cuenta también los cambios de orientación que pudo suponer la acomodación de la lámina cabalgante a la rampa de bloque inferior autóctona durante la formación del pliegue de despegue (Millán et al., 1992 y 1996).

- 3) Lámina de Sto. Domingo-Gabardiella (flanco N del anticlinal de Sto. Domingo). Se detectan valores dispares entre -10° (GA01) y 42° (VL02); no obstante, si observamos exclusivamente las estaciones de buena calidad ( $\alpha_{95} < 15^\circ$ ) se puede realizar una división en sectores diferenciados, que de E a W son: A) sector de Riglos, con rotaciones de 20° (AR07); B) sector de Fachar, con rotaciones entre 25° y 30° (AR02, GU03, GA03); las estaciones situadas al W del anticlinal están afectadas por la geometría del pliegue; C) Sierra de Sto. Domingo, donde la estación VL01, de excelente calidad y localizada dentro de la Fm. Arguis, en el límite con la Fm. Campodarbe, registra 42°. D) Periclinal de San Marzal, donde la estación AR06, situada en la charnela del periclinal de San Marzal, indica un giro antihorario (o no estadísticamente significativo) de 7°.

De lo anteriormente expuesto se deriva que: 1) al no existir indicios de despegue entre las Fms. Arguis y Campodarbe, la edad de la última porción del giro es, como mínimo, posterior al depósito de los tramos inferiores de la Fm. Campodarbe en esta zona, es decir, posterior al Oligoceno inferior; 2) desde el periclinal de San Marzal hacia el E existe una disminución de la rotación. Esta disminución de los valores de giro hacia el E, a lo largo de la cara N de las Sierras, es coherente con los datos de Hogan (1993); los perfiles de Salinas, Anzáñigo y Monrepós (localizados en los sectores occidental y central en posiciones cada vez más orientales) registran valores promedio de 19°, 25° y 13°, respectivamente, para intervalos de edad similares. Dicha disminución se debe a que, conforme nos desplazamos hacia el este, estamos promediando valores de rotación más pequeños o nulos dentro de la columna, o lo que es lo mismo, la *isocíclea* (línea que une puntos afectados por giros de igual magnitud) está más baja dentro del perfil estratigráfico. No obstante, es objetivo de trabajo a corto plazo la elaboración de un mapa de isocícleas a partir de la realización de cortes de estaciones paleomagnéticas en los materiales de la Fm. Campodarbe.

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Según se desprende del apartado anterior, el valor del giro asociado al cabalgamiento basal surpirenaico, detectado en la cobertera alóctona de las Sierras Exteriores, es

		EST.	n/N	A&I (acc)	$\alpha_{95}$	k	$\eta$	$\sigma$	A&I (dcc)	Estructura	A&I (dct)	$\phi$	$\beta$		
SECTOR CENTRAL	LUS.	B.S.	AR14	13/13	237,-73	8°	24	1	---	192,-54		210,-54	-18	+25	
		AR15	11/11	248,-59	14°	10	1	---	215,-42		352,27	215,-42	0	+30	
	PICO DEL AGUILA	B. SUP.	AR17	12/12	246,83	5°	61	1	---	005,59		003,59	+2	-2	
			PAO4	11/12	044,73	4°	102	1	---	007,53		010,53	-3	+5	
			PAE4	11/14	298,68	12°	15	1	---	004,51		000,52	+4	-5	
			PAO3	10/15	258,-65	12°	15	1	---	167,-62		175,-63	-8	-10	
			PAE3	12/13	074,82	6°	43	1	---	051,37		044,37	+7	+39	
			PAO2	12/17	067,61	10°	20	1	---	356,52		004,52	-8	-1	
			AR13	14/14	059,50	4°	78	1	---	020,42		025,42	-5	+20	
			AR16	11/11	269,-84	5°	85	1	---	203,-56		202,-56	+1	+17	
			AR12	10/10	064,30	9°	24	1	---	011,46		026,47	-15	+21	
			PAE1	8/9	067,76	5°	95	1	---	024,59		024,60	0	+19	
	BENT	B.S.	AR10	12/12	037,69	4°	108	1	---	028,40		009,44	025,40	+3	+20
		AR11	9/10	234,-79	13°	14	1	---	209,-51	207,-51	+2	+22			
	IRASL	B.S.	AR08	9/11	048,39	35°	<1	3	32°	013,43		357,28	022,43	-9	+17
AR09		11/11	029,82	8°	27	1	---	050,43		039,43	039,43	+11	+34		
SECTOR OCCIDENTAL	FIGLOS-LA PEÑA	B. SUP.	AR05	14/14	333,43	25°	<5	2	19°	269,-40				+84	
			AR07	13/13	055,77	8°	52	2	6°	025,40		+20			
			GU01	18/18	160,80	35°	<5	2	4°	031,40		+26			
			GA01	21/25	314,72	35°	<5	2	21°	175,-38		-10			
	FACHAR	BLOG. INF.	AR04	14/18	351,84	12°	10	2	4°	197,-45		176,-45	+21	-9	
			AR01	14/18	357,75	16°	7	3	10°	198,-18		184,-18	+14	-1	
			GU02	15/15	273,76	35°	<5	2	11°	022,40		009,40	+13	+4	
			GA02	15/15	248,79	18°	5	3	6°	022,33		009,33	+13	+4	
		B. SUP.	AR03	10/14	216,55	11°	17	2	2°	009,39				+4	
			VL02	10/10	177,74	11°	6	3	5°	356,43				-9	
			AR02	15/18	047,75	14°	7	3	5°	025,25				+20	
			GU03	10/10	009,-35	20°	6	2	9°	215,-25				+30	
	GA03	14/17	189,74	17°	6	3	5°	032,30				+27			
	MARZAL	B. SUP.	AR06	25/25	045,42	7°	19	4	16°	349,34		310,60	358,34	-9	-7
			SM01	14/17	296,62	33°	<1	3	40°	032,30					+27
VL01			10/11	226,57	8°	56	1	---	047,39					+42	



variable tanto espacial como temporalmente. Las estaciones paleomagnéticas estudiadas a lo largo del bloque superior del frente de cabalgamiento, muestran valores de giro distintos que se pueden agrupar por sectores y que, en general, aumentan hacia el oeste tras la completa estructuración de las Sierras. Por otra parte, las estaciones muestreadas en el sector central (especialmente las de los alrededores del anticlinal del Pico del Águila) indican una edad de giro comprendida entre, por lo menos, el inicio de la sedimentación de las margas de Arguis y la sedimentación de la Fm. Belsué-Atarés. Sin embargo, las estaciones del sector occidental (en especial VL01 en el flanco norte del anticlinal de Sto. Domingo) muestran valores importantes de giro de edad posterior a los observados en el sector central (no obstante, el dato de esta estación deberá ser contrastado con más estaciones en los materiales de la Fm. Campodarbe). Si se confirma este hecho en más estaciones, implicaría que el eje principal de rotación vertical habría migrado hacia el oeste con el tiempo.

Los datos estructurales y tectosedimentarios de la zona para el Luteciense-Chattiense (cabalgamientos imbricados en secuencia de bloque inferior que conectan en un frente común; las dimensiones y la edad de las estructuras oblicuas al frente) indican que la deformación migra a la vez que se atenúa hacia el oeste.

Estos hechos sugieren la existencia de *giros acumulados*. Sin embargo, la acumulación de giro para un sector dado no se prolonga durante toda la etapa de deformación, en parte debido a las dificultades que crearía para la acomodación de las láminas de cobertera (Fig. 7a). Así, las estructuras oblicuas del sector central dejan de rotar progresivamente y su giro cesa a partir del Priaboniense (aunque continúan siendo trasladadas en el bloque supe-

rior del sistema cabalgante hacia el SSW), mientras que en el sector occidental, de la geometría del sistema imbricado y de los depósitos sintectónicos relacionados se deduce un giro horario que perdura hasta el Chattiense.

Los resultados paleomagnéticos ponen de manifiesto que a partir de un determinado momento del desarrollo estructural, existen zonas con giros claramente diferenciados sin que se observe acumulación de la rotación entre ellos (Fig. 7b). Esto da lugar a la formación (o al rejuego) de *estructuras de articulación* entre sectores con giros independientes. Las diferencias de giro entre imbricados adyacentes implicaría extensión en las porciones externas de las láminas y compresión en las partes más internas, que se generarían subperpendiculares al sentido de avance de los cabalgamientos en el entorno de las estructuras de articulación. El área afectada por uno u otro tipo de mecanismo de deformación puede variar, hasta llegar a solaparse conforme progresa el giro. Contemplado desde el imbricado que asimila mayor componente rotacional (caso que existan rotaciones diferenciales), el cabalgamiento adyacente (con valor menor o nulo de rotación) sufriría una rotación en sentido relativo contrario al de rotación regional. Dicha *rotación relativa contraria* es necesaria si se quiere conservar el valor de rotación regional dentro de unos márgenes aceptables (o *digeribles* por la estructura de cobertera).

El giro relacionado con el anticlinal de Santo Domingo y con sus cabalgamientos asociados decrece hacia el E, desde valores máximos de 42° en la estación VL01, hasta los 20° de la AR07. Por otra parte, inmediatamente al E de la estación AR08, en las proximidades de Rasal, el acortamiento se canaliza a lo largo de una antiguo pliegue de despegue norteado, asimétrico y vergente al W,

---

Tabla 1. Resultados paleomagnéticos. EST.: Estación de muestreo. n/N: n° de muestras consideradas / n° de muestras analizadas. A&I (acc): Declinación e inclinación antes de la corrección de capa.  $\alpha_{95}$ : Angulo de confianza. k: Parámetro de concentración. h: n° de métodos de análisis utilizados. s: Máxima separación angular entre diferentes métodos. A&I (dcc): Declinación e inclinación después de la corrección de capa. Estructura: Geometría y orientación de la estructura circundante (pliegues cónicos o con inmersión, caracterizados por el azimut e inmersión y semiángulo apical; rampas oblicuas, ángulo con la frontal y ángulo de la rampa de bloque inferior). A&I (dct): Declinación e inclinación después de las correcciones tectónicas. j: Rotación aparente debida a la estructura (-) antihoraria, (+) horaria. b: Rotación absoluta (regional) respecto de la referencia (005, 51). Nota: todas las estaciones pertenecen a la Formación Arguis, salvo aquéllas cuyas siglas comienzan por GA (Garumniense) o por GU (Calizas de la Fm. Guara).

Table 1. Paleomagnetic results. EST.: Site. n/N: number of samples / number of analyzed samples. A&I (acc): Declination and inclination before bedding correction  $\alpha_{95}$ : confidence angle. k: concentration parameter. h: number of methods utilized. A&I (dcc): Declination and inclination after bedding correction. Estructura: Geometry and orientation of the surrounding structure. (conical or plunging folds, trend & plunge and semiapical angle; oblique ramps, angle with respect to the frontal ramp and cut off angle) A&I (dct): Declination and inclination after tectonic correction. j: Apparent rotation (-) counterclockwise, (+) clockwise. b: Absolute (regional) rotation with respect to the reference (005, 51). Note: All sites are in the Arguis Fm. except those which start with GA (Garumnian) and GU (Guara Fm).

que se retoma nuevamente como estructura oblicua (i. e. anticlinal de Rasal); dada la orientación de la rampa generada en esta etapa (cercana a NW-SE), la traslación podría conllevar, además, un incremento local de la rotación horaria de la serie alóctona superpuesta a la misma que estaría directamente relacionado con la geometría de la rampa y no con la rotación regional. Por el contrario, algo más al E y en posiciones frontales de la lámina (por ej. a la altura del pueblo de Arguis), la traslación no implica giro y, en consecuencia, no se produce una acumulación de la rotación, de forma que el giro alcanza hasta la estructura oblicua. Hechos como éste revelan el papel que pueden jugar aquellas estructuras que, como el anticlinal de Rasal y su prolongación hacia el WNW, el anticlinal de Anzáñigo (despegado a partir del anterior dentro de la Fm. Campodarbe), articulan la deformación entre sectores contiguos con diferentes grados de giro (Fig. 7c), hasta el punto de amortiguar totalmente la rotación. Esta situación podría ser extrapolable hacia el este. Así, las rotaciones registradas en el sector occidental de la Unidad Central Surpirenaica (USC, y en concreto al este del anticlinal de Boltaña) por Dinarès (1992), no habrían sufrido el efecto de *acumulación* gracias al efecto de *articulación* de los anticlinales de Boltaña y Balces (Fig. 7c). No obstante, esta hipótesis tendrá que ser demostrada a partir de los resultados paleomagnéticos del sector oriental, que están siendo procesados en este momento.

## AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido financiado por una beca de la Institución Fernando el Católico (Dip. Prov. de Zaragoza) durante 1993 y una beca de Formación de Profesorado Universitario (M.E.C.) 1996- concedidas al primero de los firmantes, una beca CONAI (DGA) concedida al segundo firmante, así como por los proyectos PB93-1218 DGICYT y una acción integrada Hispano-Austríaca (HU1995-0023). Ana Gómez del laboratorio de Paleomagnetismo de ICT "Jaume Almera" CSIC se encargó de buena parte de los análisis preliminares durante 1992. Carlos Sabariego (Saba) y Tomás Arauzo colaboraron en los muestreos. Todas las proyecciones estereográficas se realizaron utilizando el programa Stereonet (v. 4.9.5) de R. Allmendinger, a quien estamos muy agradecidos por su generosidad. La revisión de Jaume Dinarès fue especialmente provechosa.

## BIBLIOGRAFÍA

Almela, A., Ríos, J.M., 1950a. Mapa Geol. de España. Escala 1:50.000, serie antigua, hoja n°247 (Ayerbe). I.G.M.E. Ed., Madrid, Serv. Publ. Ministerio de Industria, 50 pp., 1 mapa.

- Almela, A., Ríos, J.M., 1950b. Mapa Geol. de España. Escala 1:50.000, serie antigua, hoja n° 249 (Alquézar). I.G.M.E. Ed., Madrid, Serv. Publ. Ministerio de Industria, 58 pp., 1 mapa.
- Almela, A., Ríos, J.M., 1951a. Mapa Geol. de España. Escala 1:50.000, serie antigua, hoja n°248 (Apiés). I.G.M.E. Ed., Madrid, Serv. Publ. Ministerio de Industria, 94 pp., 1 mapa.
- Almela, A., Ríos, J. M., 1951b. Estudio geológico de la zona subpirenaica aragonesa y de sus sierras marginales. I Cong. Inter. del Pirineo del Inst. de Estudios Pirenaicos. Geología, 3. Zaragoza, 327-350.
- 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 pp.
- Bailey, R.C., Halls, H.C., 1984. Estimate of confidence in paleomagnetic directions derived from mixed remagnetization circle and direct observational data., *Journal of Geophysics*, 54, 174-182.
- Bates, M. P., 1989. Paleomagnetic evidence for rotations and deformation in the Nogueras Zone, Central Southern Pyrenees, Spain. *J. Geol. Soc. London*, 146, 459-476.
- Bentham, P.A., 1992. The tectono-stratigraphic development of the western oblique ramp of the south-central Pyrenean thrust system, Northern Spain. Ph.D. University of Southern California. 253pp.
- Burbank, K.D.W., Hogan, P., King, M., Jolley, Z. J., 1987. Preliminary results of magnetostratigraphic studies in the South Pyrenean foreland basin. Workshop of paleomagnetism in the Iberian Peninsula. Servei Geològic de Catalunya. Abstracts, 1-2.
- Cámara, P., Klimowitz, J., 1985. Interpretación geodinámica de la vertiente centro-occidental surpirenaica (Cuencas de Jaca-Tremp). *Estudios Geol.*, 41, 391-404.
- Canudo, J.I., 1991. Los foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno del Prepirineo oscense en el sector de Arguis. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza. 435 pp.
- Dinarès, J., 1992. Paleomagnetisme a les Unitats Sudpirinenques Superiors. Implicacions estructurals. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. 462 pp.
- Dinarès, J.; McClelland, E., Santanach, P., 1992. Contrasting rotations within thrust sheets and kinematics of thrust tectonics as derived from palaeomagnetic data: an example from the Southern Pyrenees. In K.R. McClay (ed.). *Thrust tectonics*, Chapman y Hall Eds., London, 265-276.
- Dunlop, D. J., 1972. Magnetic Mineralogy of Unheated and Heated Red Sediments by Coercivity Spectrum Analysis *Geophys. J.R. Astr. Soc.* 27, 37-55.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc.*, A217, 295-305.

- Garrido Megías, A., 1972. Precisiones sobre la "mise en place" del manto de Gavarnie en el borde N del valle del Ebro (región de Barbastro, provincia de Huesca). *Acta Geológica Hispánica* 7, 2, 50-52.
- Hirst, J.P.P., 1983. Oligo-Miocene alluvial systems in the northern Ebro Basin, Huesca Province, Spain. Unpublished Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge. 247 pp.
- Hogan, P.J. 1993. Geochronologic, tectonic and stratigraphic evolution of the Southwest Pyrenean foreland basin, Northern Spain. Unpublished PhD thesis, University of Southern California. 219 pp.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of the paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Larrasoaña, J.C., Pueyo, E., Dinarés, J., del Valle, J., Millán, H., Parés, J.M., Pocoví, J., 1996. Datos magnetotectónicos del Eoceno de la Cuenca de Jaca-Pamplona: resultados iniciales, *Geogaceta* 20 (5), 1058-1061.
- McDonald, W.D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetism studies. *J. Geophys. Res.*, 85, 3659-3669.
- Mallada, L., 1878. Geología de la provincia de Huesca. Mem. Com. Mapa geol. de España, Madrid. 559 pp.
- Millán Garrido, H., 1996. Estructura y cinemática del frente de cabalgamiento surpirenaico en las Sierras Exteriores Aragonesas. Tesis Doctoral Universidad de Zaragoza. 330 pp.
- Millán, H., Parés, J.M., Pocoví, A., 1992. Modelización sencilla de la estructura del sector occidental de las sierras marginales aragonesas (Prepirineo, provincias de Huesca y Zaragoza). III Congreso Geol. España. Simposios, 2, 140-149.
- Millán, H., Aurell, M., Meléndez, A., 1994. Synchronous detachment folds and coeval sedimentation in the Prepyrenean External Sierras (Spain). A case study for a tectonic origin of sequences and system tracts. *Sedimentology*, 41, 1001-1024.
- Millán, H., Pocoví, A., Casas, A., 1995. El frente de cabalgamiento surpirenaico en el extremo occidental de las Sierras Exteriores: sistemas imbricados y pliegues de despegue. *Revista de la Sociedad Geológica de España*. 8(1-2), 73-90.
- Millán, H., Pueyo Morer, E.L., Pocoví, A., 1996. Estimación del acortamiento en áreas afectadas por rotaciones y su contrastación con datos paleomagnéticos. *Geogaceta*, 20(4) 755-758.
- Oliva, B., Millán, H., Pocoví, A., Casas, A.M., 1996. Estructura de la Cuenca de Jaca en el sector occidental de las Sierras Exteriores Aragonesas. *Geogaceta*, 20(4), 800-802.
- Pascual, J.O., 1992. Magnetoestratigrafía del estratotipo y de paraestratotipo del Ilerdiense. Secciones de Tremp y Campo (Cuenca de Tremp-Graus). Tesis Doctoral. Universitat Autònoma de Barcelona, 123 pp.
- Pocoví, A., Millán, H., Navarro, J.J., Martínez, 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 la Sierras Exteriores Altoaragonesas. Tesis de Licenciatura. Univ. de Zaragoza, 155 pp.
- Pueyo, E., Parés, J.M., Millán, H., Pocoví, A., 1994. Evidencia magnetotectónica de la rotación de las Sierras Exteriores altoaragonesas. II Congreso del Grupo Español del Terciario. Abstracts, Jaca, 185-187.
- Pueyo, E., Millán-Garrido, H., Pocoví-Juan, A., Parés i Casanova, J.M., 1995. Rotación simultánea al desarrollo de un pliegue sinsedimentario (Sierras Exteriores Altoaragonesas): Datos paleomagnéticos. XIII Congreso Español de Sedimentología. Comunicaciones, Teruel, 105-106.
- Pueyo, E., Millán-Garrido, H., Pocoví-Juan, A., Parés, J.M., 1996a. Correcciones geométricas en magnetotectónica: Filtrado de rotaciones aparentes debidas a pliegues. *Geogaceta*, 20(4), 1054-1057
- Pueyo-Morer, E.L., Parés, J.M., Millán, H., Pocoví, A., 1996b. The effect of conical geometry of folds on paleomagnetic results. *Annales Geophysicae*, 14(I), 142.
- Pueyo-Morer, E.L., Millán, H., Pocoví, A., Parés, J.M., 1997a (in press.). Determining folding mechanism by means of AMS data, and an approach to the relation between shortening and magnetic anisotropy ( $P'$ ): A case study in the Pico del Aguila Anticline (Southern Pyrenees). *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Pueyo E.L., Millán, H; Parés, J.M., Pocoví, A., 1997b (en revisión). Apparent rotations in paleomagnetism I: The effect of conical folds. (An example from Southern Pyrenees, Spain). *Earth and Planett. Sci. Lett.*
- Pueyo E .L.; Millán, H; Pocoví, A., 1997c (en prep.). Apparent rotations in paleomagnetism II: The effect of thrust's oblique ramps (An example from Southern Pyrenees, Spain).
- Puigdefàbregas, C., 1975. La sedimentación molásica en la cuenca de Jaca. *Pirineos*, 104, 1-188.
- Puigdefàbregas, C., Soler, M., 1973. Estructura de las Sierras Exteriores pirenaicas en el corte del río Gállego. (prov. de Huesca). *Pirineos*, 109, 5-15.
- Scheepers, P.J.J., Zijderfeld, J.D.A., 1992. Stacking in Paleomagnetism: Application to marine sediments with weak NRM. *Geophysical Research Letters*, 19(14), 1519-1522.
- Selzer, G., 1948. Geología de las sierras surpirenaicas del Alto Aragón. (Traducido del original, "Geologie der sudpyrenäische Sierrren in Oberaragonien", Berlín, 1934). *Publ. Extr. Geol. España. C.S.I.C., Madrid, IV*, 185-231.
- Soler, M., 1970. Etude Géologique du Haut Aragon Occidental, S.N.P.A. Documentación interna.

- Soler, M., Puigdefàbregas, C., 1970. Líneas generales de la geología del Alto Aragón Occidental. Pirineos, 96, 5-20.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. Tectonophysics, 184, 1-9.
- Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P., Pechersky, D. M., Sibuet, J.C., 1986. Paleomagnetic implications on the evolution of the tethys belt from the Atlantic Ocean to the Pamirs since the Triassic. Tectonophysics, 123, 37-83.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In D.W. Collinson, K.M. Crees, S.K. Runcorn (eds.), Methods in Palaeomagnetism, Elsevier, Amsterdam, 254-286.