

Desarrollo simultáneo de pliegues, esquistosidad y cabalgamientos en el Eoceno inferior de Isaba (Valle del Roncal, Pirineo navarro)

Coeval development of folds, cleavage and thrusts in the Lower Eocene of Isaba (Valle del Roncal, Pirineo navarro)

A. Gil ^(*), J.L. Simón, O. Pueyo, H. Millán, A. Pocoví, J.A. Andrés, A. Arantegui, L.E. Arlegui, E. Arranz, C.L. Liesa, O. Artieda, J.P. Corella, V. Edo, G. Galindo, A. Maestro, E. Sánchez, M.T. Rico, M. Simón y J. Tyrrell.

Departamento de Geología, Universidad de Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza.

^(*) agil@unizar.es

ABSTRACT

Geometric and kinematic analysis of Pyrenean folds, cleavage and thrusts is carried out in several exceptional outcrops of the Eocene flysch at Isaba (Navarra, Spain). Distribution, orientation and cross-cut relationships between these structures suggest that they are roughly coeval and co-genetic, the total deformation being distributed into different ductile and brittle mechanisms. The footwall of the Sierra de Arrigorrieta thrust shows a set of harmonic folds with axial-plane cleavage; an overall flattening $\sqrt{1} / \sqrt{1} = 0,7-0,85$ has been estimated from their profile-section geometry. The hanging-wall shows more heterogeneous deformation: minor thrusts, complex duplexes, and non-harmonic folds with sharp changes in orientation and density of cleavage linked to thrust ramps. The structural position and the presence of some cusped-lobate folds (mullions) in turbidite levels suggest an early deformation even previous to the Larra thrust system.

Key words: fold, foliation, thrust, distributed deformation, Pyrenees.

Geogaceta, 40 (2006), 31-34
ISSN: 0213683X

Introducción

Las deformaciones principales en el Pirineo centro-occidental se han relacionado con el emplazamiento de dos importantes sistemas de cabalgamientos en secuencia de bloque inferior (Cámara y Klimowitz, 1985): (1) el sistema de Larra (Luteciense-Bartoniense: Remacha *et al.*, 1987), y (2) el sistema asociado al emplazamiento de la lámina de Gavarnie (Bartoniense-Rupeliense: Millán *et al.*, 2006). El primero se caracteriza por cabalgamientos que afectan a la serie comprendida entre la Fm. Marboré y la parte inferior del *flysch* eoceno, y tienen su nivel de despegue en las margas del Cretácico superior (Teixell, 1992). El sistema de Gavarnie es responsable del basculamiento del sistema anterior al sur de la Zona Axial, cortándolo en algunos puntos.

Ambos sistemas parecen desarrollar familias de esquistosidad diferentes (Labaume *et al.*, 1985; Teixell, 1992). La esquistosidad vinculada al sistema de Larra es en general más tendida y se asocia a pliegues localizados en la terminación de los principales cabalgamientos. La vinculada al sistema de Gavarnie pre-

senta un desarrollo regional más uniforme (Choukroune y Seguret, 1973). La distinción de ambas sobre el terreno es muy difícil debido a contrastes de competencia en las rocas afectadas, al carácter más local de la esquistosidad de Larra, a la diacronía y pérdida de penetratividad hacia el antepaís y a la coaxialidad de la deformación entre uno y otro sistema (Teixell, 1992).

El valle del Roncal (Navarra), y particularmente el entorno de Isaba, proporciona algunos buenos afloramientos en los que la geometría, cinemática y relaciones temporales entre pliegues, esquistosidad y cabalgamientos de pequeña escala pueden ser analizados en detalle. Por su posición, las estructuras principales de este sector podrían relacionarse con el sistema de Larra. Partiendo de esta hipótesis, la variedad que muestran sugiere la posibilidad de que estructuras más recientes, relacionadas con el sistema de Gavarnie, pudieran superponerse a aquéllas y ser visibles en los afloramientos. Este es uno de los objetivos que nos ha llevado a realizar un estudio estructural específico en varios taludes de carretera localizados aproximadamente 1 km al sur de Isaba.

Los materiales afectados forman parte del Grupo Hecho, constituido por una potente serie turbidítica de edad comprendida entre el Eoceno inferior y medio, en la que se intercalan varios niveles carbonatados de "megabrechas" o "megaturbiditas" (Rupke, 1976; Labaume *et al.*, 1985). Al sur de Isaba, la megaturbidita MT-2 separa dos tramos de *flysch* con características litológicas diferentes: uno inferior con marcado carácter terrígeno y otro superior carbonatado.

Descripción y análisis de las estructuras

El área de estudio se reparte a ambos lados de uno de los cabalgamientos que Labaume *et al.* (1985) identifican cerca de Isaba, y cuya traza discurre por la Sierra de Arrigorrieta (Fig. 1). El cabalgamiento tiene vergencia sur y un despegue somero, probablemente localizado en las margas del Cretácico superior. En superficie pone en contacto la megaturbidita MT2 en el bloque superior (que dibuja un suave sinclinal y un anticlinal volcado en el bloque superior) y el *flysch* suprayacente en el inferior (Fig. 1). En el entorno del cabalgamiento se advierte una concentración de estructuras de escala decamétrica cuyo es-

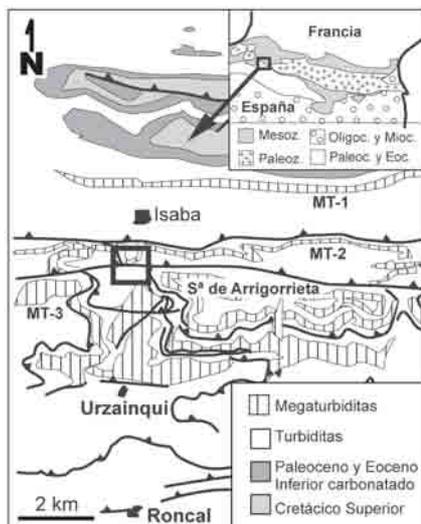


Fig. 1.- Situación geológica del área estudiada (modificado de Labaume *et al.*, 1985).

Fig. 1.- Geological setting of the studied area (modified from Labaume *et al.*, 1985).

tilo cambia significativamente entre uno y otro bloque.

En el bloque inferior se observa, a lo largo de unos 70 m de afloramiento, un tren de pliegues bastante armónico, con cuatro anticlinales y otros tantos sinclinales de longitudes de onda decamétricas y amplitudes comprendidas entre 5 y 10 m. Se trata de pliegues típicos

de flexión y aplastamiento con esquistosidad paralela al plano axial, más densa y con abanicos inversos en las capas incompetentes (Fig. 2a,b). Las orientaciones son relativamente constantes: eje de plegamiento promedio 090, 15 E y planos axiales con buzamiento entre 60 y 70° N (Fig. 2c). Los planos de falla son escasos, limitándose a pequeños cabalgamientos de gran ángulo que cortan el flanco meridional de alguno de los anticlinales. Los pliegues en las capas incompetentes presentan en general geometría de Clase 3 (Ramsay, 1967), mientras en las competentes corresponden a la Clase 1C con escaso engrosamiento de charnela. La representación de los espesores de algunas de estas últimas en el diagrama de Ramsay (1967) permite estimar valores de aplastamiento $\sqrt{\lambda_2}/\sqrt{\lambda_1}$ en el plano de movimiento de los pliegues entre 0,7 y 0,85 (Fig. 2d).

La deformación en el bloque superior se reparte de forma más heterogénea (Fig. 3). Los pliegues son mucho menos numerosos (Fig. 3a,b), no forman un tren sistemático y algunos de ellos están claramente ligados al paso de rampa a rellano en cabalgamientos de escala decamétrica (pliegue P1 en la Fig. 3c y P2 en la Fig. 3d). Dichos cabalgamientos cortan asimismo a pliegues anteriores (P3, Fig. 3d) y, en otros casos, son afectados por ellos (P4, Fig. 3d). La esquistosidad presenta a lo lar-

go del afloramiento cambios notables de orientación y densidad, aumentando ésta junto a las terminaciones de las rampas (p.ej. P1 y P2) y desapareciendo casi por completo en tramos de plegamiento muy laxo. Todas estas estructuras tienen direcciones E-W a ESE-WSW y vergencia sur (Fig. 3c,d,e), coherentes con las directrices generales surpirenaicas. Alguno de los pliegues (Fig. 3f) tiene asociados *mullions* de escala decimétrica paralelos a su charnela. Estos deben ser interpretados como pliegues flexurales menores festoneados (*cusped-lobate folds*) cogenéticos del pliegue mayor, desarrollados probablemente en condiciones reológicas de escaso contraste de viscosidad entre capas (Ramsay y Huber, 1987).

En los cabalgamientos alternan rampas con rellanos locales que aprovechan capas incompetentes. En al menos tres zonas, la bifurcación de las superficies de deslizamiento da lugar a *duplex* contractivos, de escala métrica, que pueden afectar bien a una sola capa (D1, Fig. 3c) o a varias (asociación compleja de *duplex* D2). En las zonas ocupadas por estos *duplex* no se observan apenas vestigios de esquistosidad. La magnitud de la deformación acumulada en estas estructuras debe ser considerada en términos de desplazamiento de los cabalgamientos principales a los que se asocian. Una restitución aproximada de uno de los *duplex*

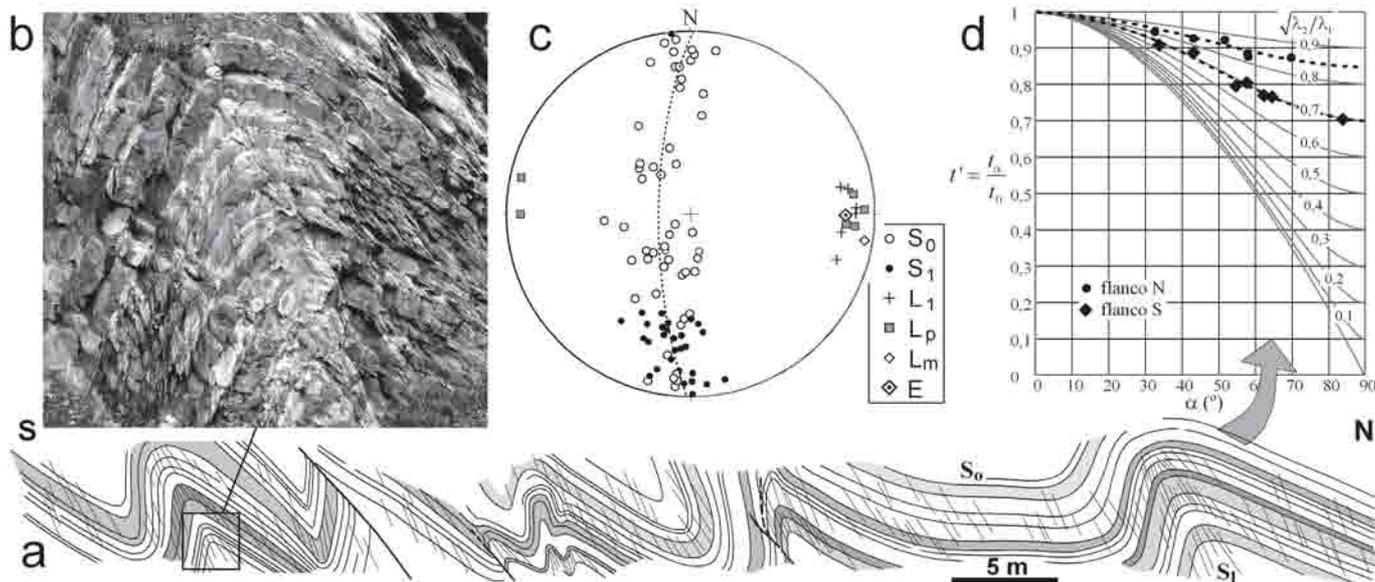


Fig. 2.- Pliegues de flexión y aplastamiento en el bloque inferior del cabalgamiento de la Sierra de Arrigorrieta. (a) Corte del afloramiento estudiado. (b) Aspecto de campo de uno de los pliegues con esquistosidad de plano axial. (c) Estereograma sintético (proyección equiareal, hemisferio inferior) de elementos estructurales; S_0 : polo de estratificación; S_1 : polo de esquistosidad; L_1 : lineación de intersección; L_p : línea de charnela; L_m : eje de *mullion*; E: eje medio de plegamiento deducido. (d) Diagrama de Ramsay (1967) para espesores ortogonales (t) medidos en sección sobre ambos flancos del anticlinal más septentrional.

Fig. 2.- *Folds developed by buckling and flattening within the footwall of the Sierra de Arrigorrieta thrust. (a) Cross section of the studied outcrop. (b) Field view of one of the folds with axial-plane cleavage. (c) Synthetic stereonet (equal area projection, lower hemisphere) of structural elements; S_0 : bedding pole; S_1 : cleavage pole; L_1 : intersection line; L_p : hinge line; L_m : mullion axis; E: inferred average folding axis. (d) Diagram of Ramsay (1967) for orthogonal thickness (t) measured in profile section on both limbs of the northernmost anticline.*

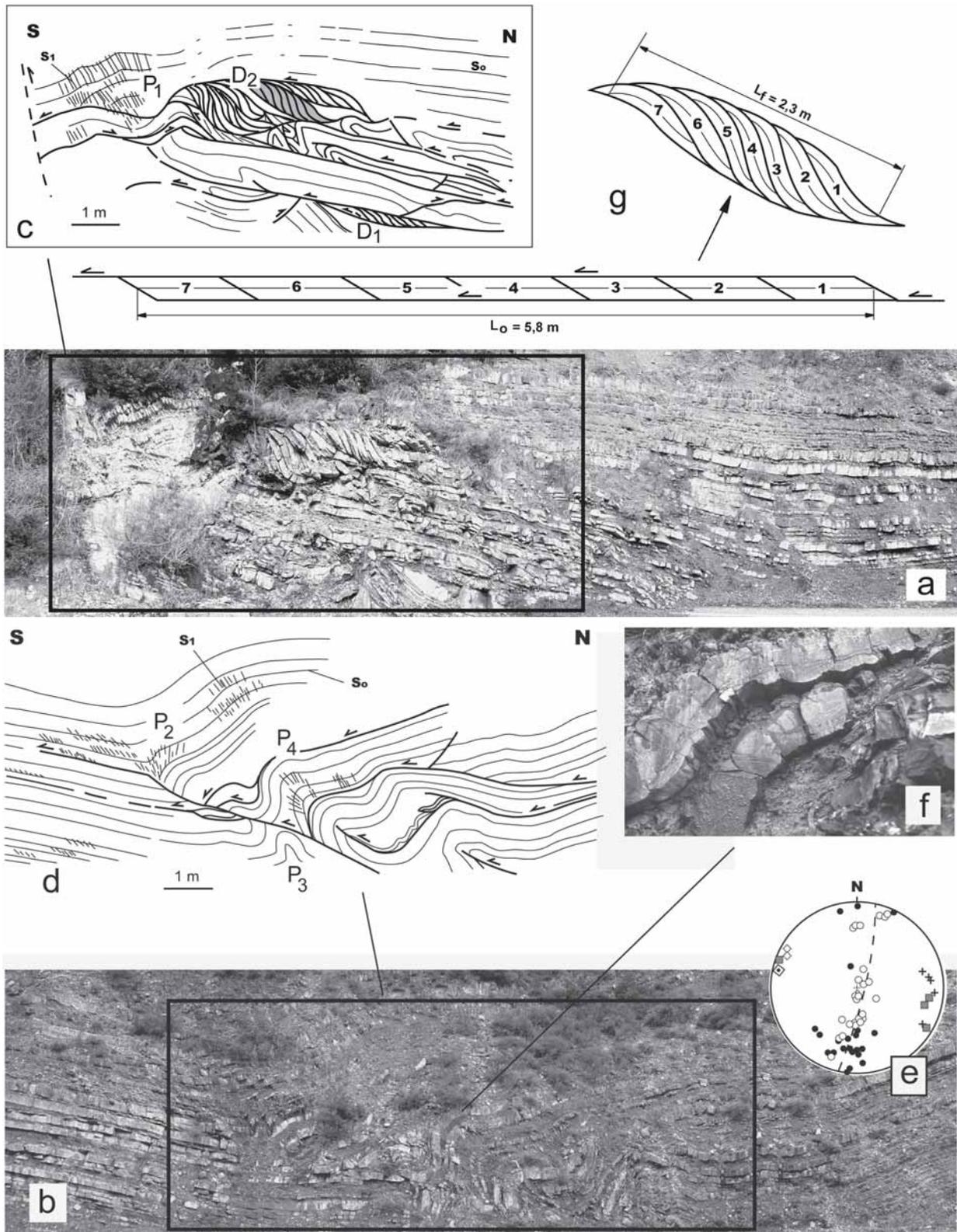


Fig. 3.- Asociación de pliegues, esquistosidad y cabalgamientos en el bloque superior del cabalgamiento de la Sierra de Arrigorrieta. (a) Aspecto de campo de la parte sur del afloramiento. (b) Aspecto de campo de la parte norte del afloramiento (c) Esquema de las estructuras *duplex*. (d) Esquema de las relaciones entre pliegues y cabalgamientos. (e) Estereograma sintético de elementos estructurales (simbología igual a la de Fig. 2c). (f) Detalle de *mullions* paralelos a una charnela de pliegue. (g) Restitución y cálculo de la deformación en uno de los *duplex* (señalado en gris en el esquema c).

Fig. 3.- Association of folds, cleavage and thrusts in the hanging-wall of the Sierra de Arrigorrieta thrust. (a) Field view of the southern part of the outcrop. (b) Field view of the northern part of the outcrop. (c) Sketch of the duplex structures. (d) Sketch of relationships between folds and thrusts. (e) Synthetic stereonet of structural elements (same symbols as in Fig. 2c). (f) Detail of mullions parallel to a fold hinge. (g) Restoration and strain calculation of one of a duplex (in gray in sketch c)

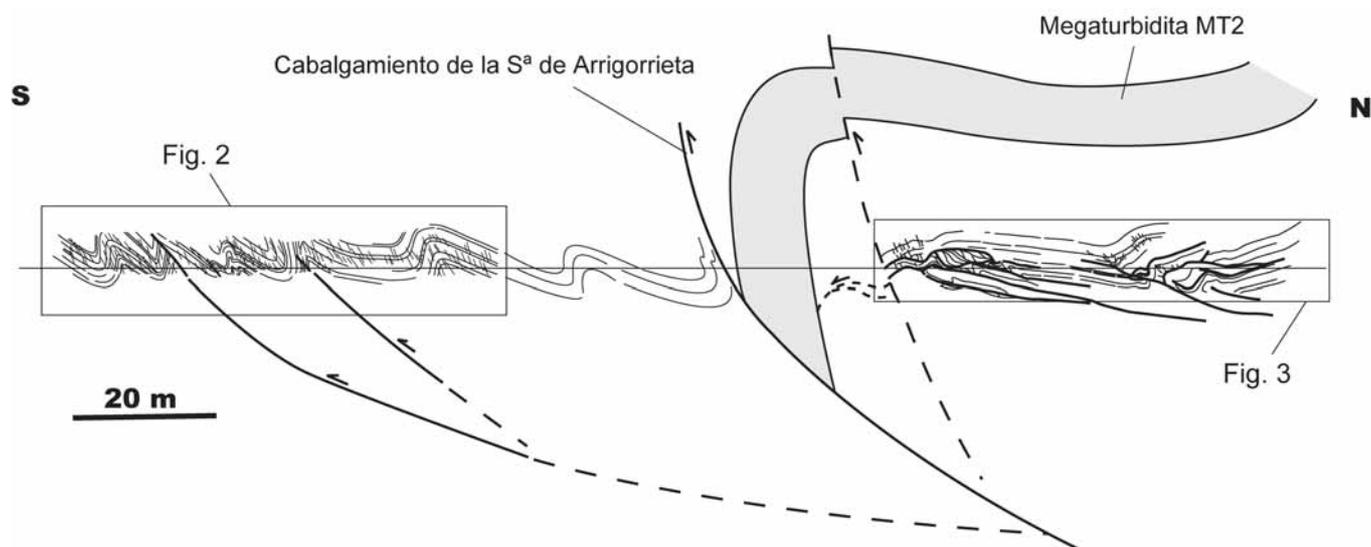


Fig. 4.- Corte interpretativo de las relaciones entre macro- y mesoestructuras en las turbiditas contiguas al cabalgamiento de la Sierra de Arrigorrieta (escala aproximada).

Fig. 4.- Cross-section interpretation of relationships between macro- and mesostructures in the turbidites close to the Sierra de Arrigorrieta thrust (approximate scale).

de la estructura D2 permite estimar un desplazamiento de $5,8 - 2,5 = 3,3$ m sobre el cabalgamiento basal (Fig. 3g). De la restitución del *duplex* D1 se deduce un desplazamiento de 7,5 m.

Discusión y conclusiones

Las relaciones entre las estructuras descritas sugieren que todas ellas son cogenéticas y aproximadamente contemporáneas. Sus orientaciones y relaciones espaciales indican una compatibilidad cinemática en el marco de la deformación regional del sector sur del orógeno pirenaico. No se ha encontrado, tras una observación detenida de los afloramientos, ninguna evidencia de intersección o superposición de estructuras que puedan relacionarse objetivamente con distintos estadios de deformación de alcance regional. Todo sugiere que estamos ante un proceso único de deformación en el que ésta ha sido acomodada simultáneamente por diversos mecanismos y estructuras, tanto de tipo dúctil (pliegues de flexión y aplastamiento, esquistosidad) como frágil (cabalgamientos).

La heterogeneidad del aplastamiento está controlada en buena medida por la geometría de los cabalgamientos, coincidiendo sus valores máximos con el tránsito de rampas a rellanos. Esto sugiere que los cabalgamientos se formaron precozmente y continúan moviéndose mientras pliegues y esquistosidad se desa-

rollan y acomodan la deformación heterogénea en el entorno de los mismos. Al propio tiempo, existen evidencias de cabalgamientos que son afectados por los pliegues y viceversa, lo que implica un desarrollo globalmente simultáneo de ambos tipos de estructuras. La presencia de *mullions* en algunos pliegues sugiere para ellos una edad muy temprana, puesto que sólo en condiciones anteriores a la litificación completa puede justificarse el escaso contraste de viscosidad que implica la geometría festoneada.

Las estructuras estudiadas a escala de afloramiento son geométrica y cinemáticamente coherentes con los pliegues y cabalgamientos de escala cartográfica, y en particular con el cabalgamiento de la Sierra de Arrigorrieta (Fig. 4). Sin embargo, su vinculación al sistema de Larra o al emplazamiento del manto de Gavarnie no es inmediata. Su posición estructural las hace más afines al primero. El carácter temprano de la deformación también apoya, en principio, un origen ligado al sistema de Larra. Si los pliegues con *mullions* se formaron poco después de la sedimentación del tramo de *flysch* estudiado, la edad del conjunto de estructuras se situaría en el Cuisiense (edad de la megaturbidita MT2, Labaume *et al.*, 1985), anterior incluso a la atribuida al sistema de Larra.

Agradecimientos

El trabajo recoge resultados obtenidos en el contexto de las prácticas de campo de Geología Estructural con estudiantes de la Licenciatura de Geología de la Universidad de Zaragoza. Agradecemos la colaboración de S. Calandra, E. Lanuza, S. Delacroix, F. Gil, Y. Iguaz, R. Jaso, F. Landa, O. Ibáñez, C. Puyo y J. Tremosa.

Referencias

- Cámara, P. y Klimowitz, J. (1985). *Estudios Geológicos*, 41, 391-404.
- Choukroune, P. y Seguret, M. (1973). *Carte Structurale des Pyrenees*. ELF-ERAP, Boussens.
- Labaume, P., Seguret, M. y Seyve, C. (1985). *Tectonics*, 4, 661-685.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, 568 p.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987). *The techniques of modern Structural Geology*, 2, 309-700.
- Remacha, E., Arbués, P. y Carreras, M. (1987). *Boletín Geológico y Minero*, 98, 40-48.
- Rupke, N.A. (1976). *Sedimentology*, 23, 43-65.
- Teixell, A. (1992). *Estructura alpina en la transversal de la terminación occidental de la zona axial pirenaica*. Tesis Doctoral, Univ. de Barcelona, 252 p.