

Aportaciones del análisis microestructural a la evolución tectónica del extremo oriental de la Cuenca de Cameros

The tectonic evolution of the eastern border of the Cameros Basin: an approach from microstructural analysis

L. Marqués, A. Maestro, A. Gil y A. M. Casas

Departamento de Geología. Universidad de Zaragoza. 50009 ZARAGOZA

ABSTRACT

The analysis of brittle mesostructures in mesozoic rocks of the easternmost part of the Cameros Massif indicates three stages in their tectonic evolution: 1) mesozoic, syn-rift extension, with σ_3 varying from N-S to ENE, determined from orientation of tension gashes and paleostress analysis of striated fault planes, 2) E-W to ESE compression and 3) N-S to NE-SW compression. The chronology of these two compressions cannot be determined, but relationships between striae on fault planes suggest a possible 2)-3) sequence. The E-W compression could correspond with the mesozoic cleavage-related shortening described by Gil-Imaz and Pocoví-Juan (1994) in neighbour areas. Late N-S to NE-SW compression is consistent with the main shortening stage during the Tertiary in the Cameros Massif and the Iberian Chain.

Key words: Cameros Massif, brittle mesostructures, Early Cretaceous, extension, Iberian chain

Geogaceta, 20 (4) (1996), 767-769
ISSN: 0213683X

Introducción

El extremo oriental de la Cuenca de Cameros, en su zona de unión con el macizo del Moncayo, presenta una serie de rasgos peculiares que la diferencian de los sectores central y occidental de dicha cuenca. Estos rasgos diferenciales son: (1) la preservación de las partes más inferiores de la secuencia sin-rift (Jurásico superior-Cretácico inferior), (2) el afloramiento de unidades del zócalo paleozoico, relacionadas con fallas de dirección NW-SE que también afectan a la serie mesozoica, (3) la presencia de pliegues de dirección N-S, en algunos casos ligados al funcionamiento de las fallas direccionales (Gil Imaz, 1995) y (4) la existencia de esquistosidad, asociada a pliegues o a la reactivación de las fallas de zócalo (Gil Imaz y Pocoví Juan, 1994).

En este trabajo se presenta el análisis de las estructuras a escala de afloramiento (grietas de extensión y de cizalla, poblaciones de fallas, picos estilolíticos y micropliegues) del extremo oriental de la Cuenca de Cameros para intentar establecer su relación con los principales rasgos macroestructurales y con la evolución tectónica del área.

Situación geológica

El área estudiada se sitúa entre la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica (zona del Moncayo) y la Cuenca de Cameros (Fig. 1).

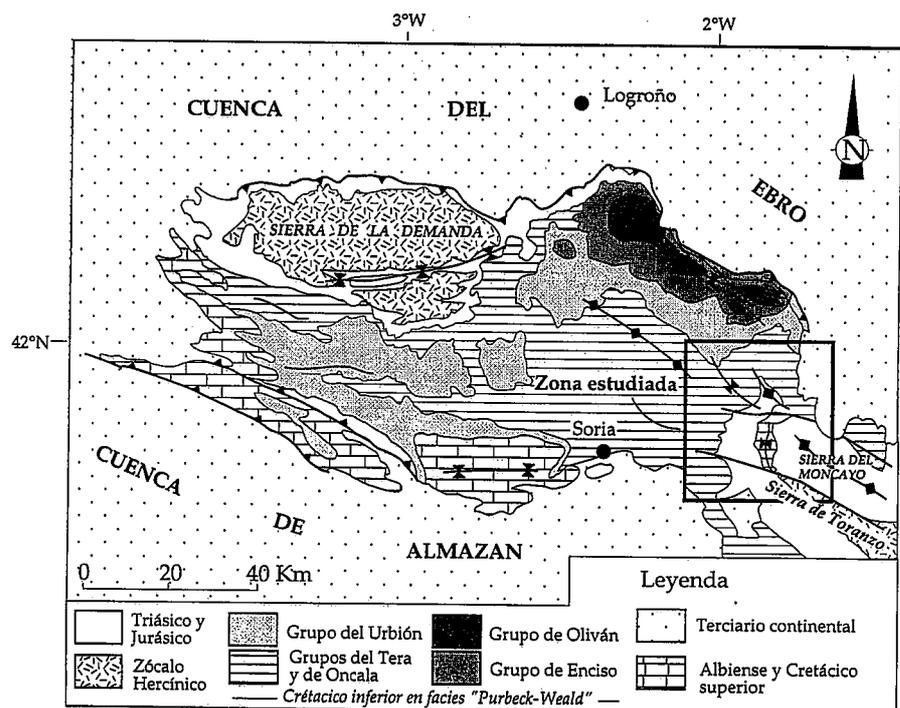


Fig. 1.- Situación geológica del área de estudio

Fig. 1.- Geological location of the studied area

Queda limitada al NE por los sedimentos terciarios de la Cuenca del Ebro, al SE por el paleozoico y triásico de las sierras de Toranzo y del Moncayo, y al SO por los depósitos detríticos terciarios de la Cuenca de Almazán. Los materiales que afloran en este sector in-

cluyen rocas del zócalo paleozoico (Cámbrico inferior y medio), Triásico (700 m en facies «Buntsandstein»), Jurásico marino (Hettangense-Kimmerdigiense), y las formaciones continentales en facies «Purbeck-Weald» (Grupos del Tera, Oncala y parte infe-

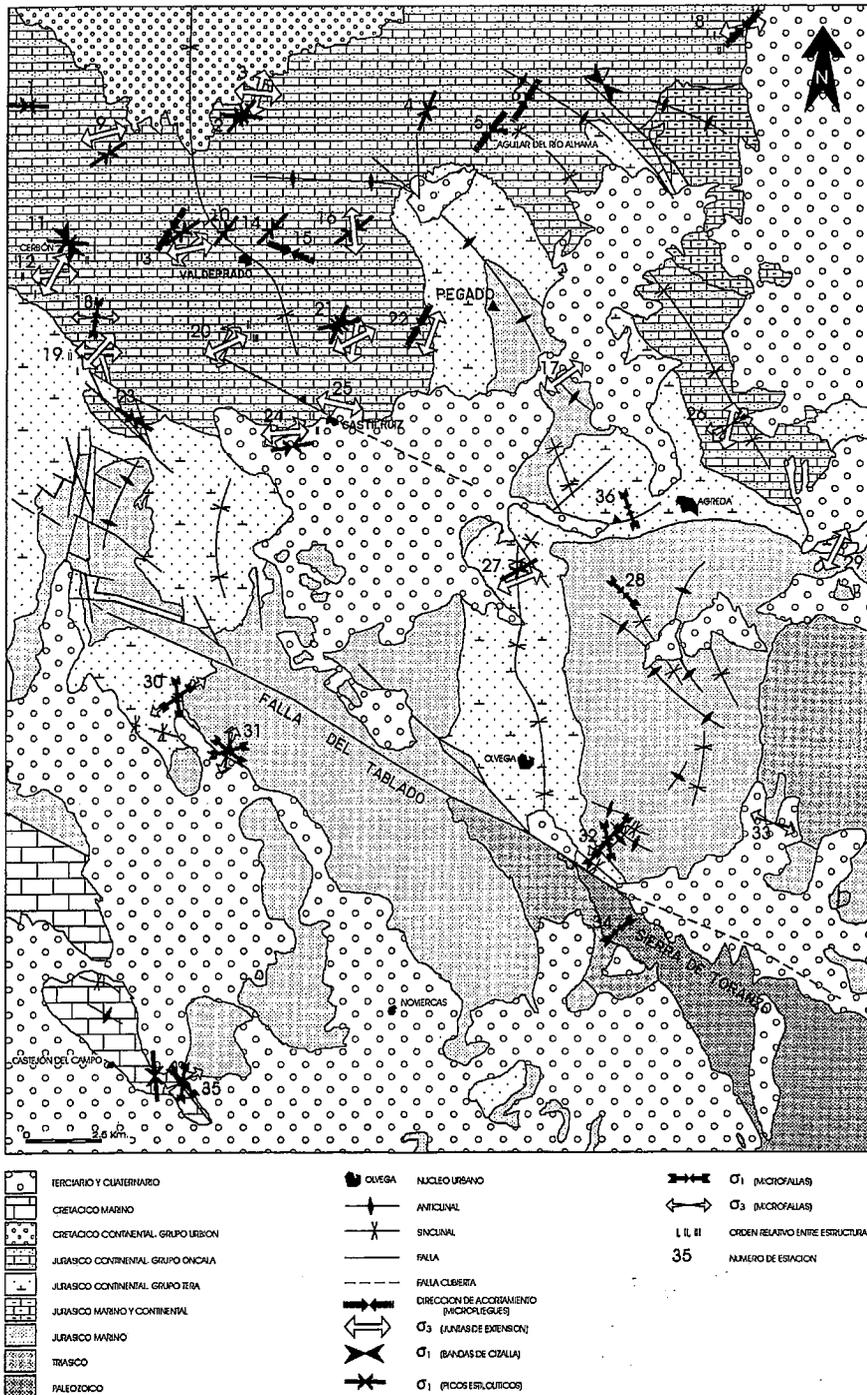


Fig. 2.- Mapa de la zona de estudio mostrando los resultados obtenidos del análisis de las distintas microestructuras frágiles.

Fig. 2.- Map of the studied area, showing the results obtained from the analysis of different types of brittle mesostructures.

rior del Grupo del Urbión), cuya potencia máxima no supera los 2 km.

Las principales estructuras que aparecen en esta parte de la Cordillera Ibérica son el sinclinal de Valdeprado, de dirección próxima a N-S, el anticlinal del Pégado, NO-SE a ONO-ESE, la falla del Tablado, con orientación NO-SE, y una serie de pliegues de orientación N-S que aparecen al Norte de esta, con

buzamientos de sus flancos en general menores de 25°. (Fig. 2)

Metodología

El estudio mesoestructural se ha realizado mediante el análisis de picos estilólficos y grietas de extensión (Arthaud y Mattauer, 1969; Arthaud y Choukroune, 1972) y fallas.

De los métodos de análisis de fallas existentes se han utilizado el método de los Diedros Rectos (Pegoraro, 1972; Angelier y Mechler, 1977), el método de Etchecopar (Etchecopar et al., 1981; Etchecopar, 1984) y el diagrama y-R (Simón, 1986). Ocasionalmente se han analizado también zonas de cizalla semifrágil simples y conjugadas (*brittle-ductile shear zones* de tipo c según la clasificación de Ramsay, 1980), así como ejes de micropliegues.

Se ha medido la orientación de 132 juntas de extensión (dirección y buzamiento); 662 planos de fallas (dirección, buzamiento, sentido de buzamiento, cabeceo de la estría, sentido del cabeceo y sentido del movimiento), algo más de 500 picos estilólficos (azimut e inmersión) y unas 60 direcciones de la bisectriz aguda de las bandas de cizalla (azimut e inmersión). Toda esta información corresponde a un total de 36 estaciones distribuidas en la zona de enlace entre la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica y la Cuenca de Cameros. Los datos de las estructuras frágiles y semifrágiles han sido tomadas tanto en flancos de pliegues como en estratos subhorizontales. En el caso de las capas plegadas, cuando los dos de los ejes de esfuerzos están contenidos en el plano de estratificación, las fallas compatibles con ese campo de esfuerzo son anteriores al pliegue. Sin embargo, cuando dos de los ejes de esfuerzos son horizontales las fallas son consideradas posteriores a éstos (Delair, 1976; Maestro y Casas, 1995; Martínez et al., 1995). Este método permite establecer una cronología relativa entre tensores de esfuerzos. En algunos casos no ha sido posible establecer esta relación, bien porque dos de los ejes de esfuerzos no estaban contenidos en el plano de estratificación, o qué, no eran horizontales.

Resultados del análisis microestructural

Juntas de extensión

Son las estructuras que aparecen con mayor frecuencia en el área estudiada. Su tamaño guarda relación con la potencia de los estratos en que se sitúan, y su relleno mineral (masivo o fibroso) es de cuarzo o calcita en función de la litología de la roca encajante. En general los planos de las grietas aparecen perpendiculares a los planos de estratificación, salvo en el flanco Norte del anticlinal del Pégado, donde este ángulo llega a ser de unos 60°. La formación de las grietas en los niveles competentes puede ir acompañada de «boudinage» y estructuras de escape de fluidos (pseudoesquistosidad), en los niveles incompetentes. Estructuras de este estilo alcanzan su máximo desarrollo en la zona central de la Cuenca de Cameros donde han sido relacionadas con la etapa extensional que dió lugar a la formación de la cuenca cretácica (Guiraud, 1983). La orientación de las grietas de extensión presen-

ta un máximo absoluto con una dirección ESE, y máximos relativos con dirección N-S y E-O.

Estilolitos y micropliegues

Aparecen bien representados en el conjunto del área estudiada. Las dimensiones de los picos son muy variables, con tamaños desde 1 mm hasta más de 10 cm. En algunos puntos (estación 10), por su densidad, llegan a constituir una verdadera esquistosidad de disolución. Las direcciones de compresión obtenidas a partir de los picos estilolíticos muestran dos máximos, NE-SO y E-O.

La orientación de los micropliegues no permite inferir los estados de esfuerzo responsables de su formación, pero pueden aportar información a la hora de establecer la historia deformacional del área. Los pliegues utilizados aparecen en las láminas calcáreas del Grupo de Oncala, y presentan una orientación muy constante, con direcciones de acortamiento próximas a NE-SO.

Poblaciones de fallas

Se han estudiado 10 estaciones de poblaciones de fallas. Los tectoglifos utilizados para deducir los sentidos de movimiento son fundamentalmente estilolitos y escalones de calca. Los resultados del análisis de fallas aparecen también resumidos, junto con las otras microestructuras, en las figuras 2 y 3. Se han obtenido 24 tensores de esfuerzos, 14 de ellos reflejan estados de esfuerzos compresivos (σ_1 horizontal), 8 estados distensivos (σ_1 vertical) y los dos restantes presentan ejes con inclinación intermedia que no permiten una asignación clara del estado de esfuerzos. Las direcciones de compresión se agrupan en torno a tres máximos principales: ESE a SE, N-S y NE-SO. Los tensores distensivos presentan dos máximos en la dirección de σ_3 : NE y E-SE.

En conjunto, los estados de esfuerzos deducidos del análisis de las microestructuras frágiles muestran compresiones en torno a las direcciones N-S, NE-SO y NO-SE, y direcciones de extensión según NNE a NE, ENE y ESE (Figura 3). Las relaciones cronológicas entre las distintas mesoestructuras, y a su vez de éstas con los pliegues, muestran que en general las estructuras extensionales son anteriores a las compresivas. Esta observación también viene apoyada por el hecho de que las grietas de extensión son en su mayor parte perpendiculares a la estratificación, lo que hace pensar que su edad sea anterior al plegamiento general del área. Dentro de los tensores de esfuerzos que indican compresión, aquellos con σ_1 NNE a NE serían posteriores a los que muestran compresión ESE.

Discusión

Los estados de esfuerzo extensionales pueden interpretarse como el reflejo de las di-

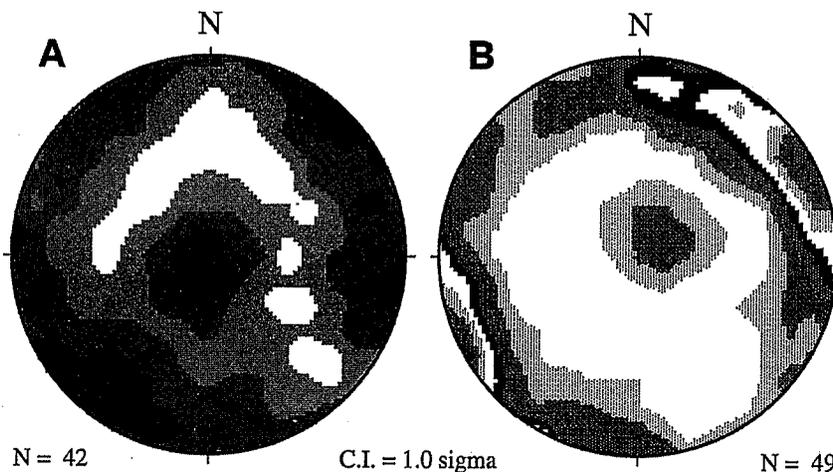


Fig. 3.- Estereogramas de densidad de los ejes σ_1 (A) y σ_3 (B) obtenidos a partir del análisis de microestructuras frágiles.

Fig. 3.- Density stereoplots of σ_1 (A) and σ_3 (B) axes obtained from the analysis of brittle mesostructures.

recciones de extensión más importantes durante el mesozoico, posiblemente contemporáneas con la génesis de la cuenca de Cameros, es decir σ_3 de N-S a ENE, con un máximo NE-SO. Esta dirección de extensión es coincidente con las registradas por otros autores en la zona central y occidental de la cuenca de Cameros (Guiraud y Séguret, 1984; Platt, 1990).

En cuanto a la compresión en dirección E-O a ESE, reflejada por orientaciones de picos estilolíticos, micropliegues, y paleoesfuerzos obtenidos del análisis de fallas, es compatible con la descrita por Gil Imaz y Pocoví Juan (1994), que a su vez sería responsable de la génesis de una buena parte de las estructuras de plegamiento con esquistosidad asociada de esta área (anticlinal del Pégado y pliegues N-S próximos a la falla del Tablado). De acuerdo con las relaciones entre esquistosidad y metamorfismo (Casas Sainz y Gil Imaz, 1996), esta compresión tendría lugar entre el Cretácico inferior y el superior.

La compresión N-S a NE-SO es la más comúnmente registrada en este sector de la Cordillera Ibérica y corresponde a la compresión principal durante el Paleógeno y Neógeno (Casas Sainz, 1992). En la zona de estudio las macroestructuras asociadas a esta etapa serían los pliegues E-O a NO-SE, que en algunos casos interfieren con los previamente formados, así como el rejuego inverso-diestro de la falla del Tablado y la deformación de la falla inversa de Agreda-Castilruiz.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido parcialmente subvencionado por el proyecto PB93-1218 de la D.G.I.C.Y.T.

Referencias

- Angelier, J. y Mechler, P. (1977). *Bull. Soc. Geol. France* (7), (XIX), 6, 1309-1318.
- Arthaud, F. y Mattauer, M. (1969). *Bull. Soc. Geol. France* (7), 11, 738-744.
- Arthaud, F. y Choukroune, P. (1972). *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 27(5), 715-732.
- Casas Sainz, A.M. (1992). *Zubía*, monográfico nº4, 212 p.
- Casas Sainz, A.M. y Gil Imaz, A. (1996). *Bull. Geol. Soc. Am.* (submitted).
- Delair, D. (1976). *Soc. Nat. Elf-Aquitaine Prod. Mission France. Serv. Explor. Bous-sens. Open Report 2030/6*
- Etchecopar, A.; Vasseur, G. y Daignieres, M. (1981). *Jour. Struct. Geol.*, 3(1), 51-65.
- Etchecopar, A. (1984). *Thèse d'Etat, U.S.T.L. Montpellier*: 269.
- Gil Imaz, A. y Pocoví Juan, A. (1994). *Rev. Soc. Geol. España*, 7(1-2): 91-113.
- Gil Imaz, A. (1995). «*Monografías CES-BOR*» nº7, 206 p.
- Guiraud, M. (1983). *Thèse 3ème Cycle. U.S.T.L.A. Montpellier*, 172 pp.
- Guiraud, M. y Séguret, M. (1984). *SEMP Spec. Publ.*, 37: 159-175.
- Maestro A. y Casas, A.M. (1995). *Rev. Soc. Geol. de España* 8 (3), 193-214.
- Martínez, M.B.; Casas, A.M. y Millán, H. (1995). *Jour. Geol. Soc. London* 152, 353-364.
- Pegoraro, O. (1972). *Thèse Illème cycle. U.S.T.L. Montpellier*, 41.
- Platt, N. (1990). *Journal of the Geological Society*, 147: 165-175.
- Ramsay, J.G. (1980). *Jour. Struct. Geol.*, 2, 83-99.
- Simón, J.L. (1986). *Tectonophysics*, 124, 37-53.