

**CINEMATICA DE LA DEFORMACION PRODUCIDA POR LA FALLA
TARDIHERCINICA DE ALMIRUETE. SIERRA DEL ROBLLEDAL.
GUADALAJARA. (SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL)**

G. DE VICENTE MUÑOZ *

A.G. UBANELL *

RESUMEN.— En relación con la falla Sur del Sistema Central, la falla tardihercínica de Almiruete produce en su movimiento transcurrente sinistral, una intensa deformación en las capas cuarcíticas y cuarcítico pizarrosas ordovícicas de sus proximidades (40 m.), originando pliegues por buckling, que posteriormente son abudinadas, así como una esquistosidad de fractura, en abanico, dentro de las pizarras.

Se deduce que el tipo de deformación producida está directamente relacionado con la orientación relativa del plano de falla y de las capas adyacentes.

Se observan unas cizallas dextrales posteriores que podrían relacionarse con la F4 definida por otros autores en el Sistema Central.

Posteriormente, los movimientos alpinos hacen que esta falla se mueva principalmente en la vertical de forma compleja originando en zonas localizadas Kink-bands.

SUMMARY.— With relation to the Sistema Central South fault, the late-Hercinian wrench fault of Almiruete produces in its sinistral transcurrent movement intense deformation in the next Ordovician quartzites and slate quartzites (40 m.) producing buckle folds with a late boudinage, it also makes fracture cleavage into the slates.

We deduced that the kind or deformation produced is directly related with the relative orientation between the fault plain and the next layers.

Late dextral shears are conspicuous; they could be related with F4 (defined by other authors in the Sistema Central).

Lately, Alpine movements move this fault in vertical in a complex way, originating Kink-bands in located zones.

* Cátedra de Geodinámica Interna. Universidad Complutense de Madrid.

INTRODUCCION

La Sierra de Robledal (Fig. 1) se encuentra dentro de la provincia de Guadalajara, al E. de Somosierra y al S. de la Sierra de Ayllón, situándose casi perpendicularmente a ésta, adquiriendo una dirección N.N.W. Junto con las Sierras de Alto Rey y de la Bodería constituyen las estribaciones orientales del Sistema Central antes de su entronque con la Cordillera Ibérica. En ella, destaca como punto más alto el Ocejón (2.048 m.).

Geológicamente (Soers 1972), está constituida por una larga banda de cuarcitas de facies Armoricana (Cuarcitas de Alto Rey) de dirección submeridiana, flanqueada al E. por la alternancia de cuarcitas y pizarras del Ordovicio Inferior (Formación Bornoba), pertenecientes al anticlinorio de Hiendelaencina, y al W. por las pizarras ampelíticas del Llandeilo (Esquistos de Prádena), del sinclinorio de Majaelrayo (González Lodeiro 1981).

Desde el punto de vista regional pertenece al segmento Hercínico enclavado al E. de la falla de la Berzosa; por lo tanto, forma parte de la zona Asturoccidental-Leonesa que aquí se caracteriza por un metamorfismo de bajo grado (Fúster et al 1974; Aparicio y Galán 1980) que afecta a las series paleozoicas replegadas por las distintas fases de la orogenia Hercínica. Posteriormente, a partir del Pérmico, el conjunto se deforma según una tectónica de bloques cuyo resultado final queda reflejado en la morfología actual.

Los estudios realizados sobre esta zona son, fundamentalmente, de índole estratigráfica y tectónica (Lotze 1929, Schroeder 1930, Sommer 1966, Schäfer 1969, Sánchez de la Fuente et al. 1971, Soers 1972, Arche et al. 1977, Fernández Casals 1979 y González Lodeiro 1981) o bien petrológico (Navidad 1975) o metamórfico (Fúster et al 1974, Aparicio y Galán 1978, 1980). Sin embargo, en estos trabajos no se ha profundizado en el estudio de la fracturación —tema objeto de nuestra investigación—.

Es por ello, por lo que presentamos esta nota previa; para exponer la deformación producida por una falla tardihercínica que consideramos de interés.

MODELO DE FRACTURACION

La red de fracturación presente en el Sistema Central Español corresponde, en su mayoría, a la fracturación tardihercínica más o menos reactivada en los tiempos Alpinos.

Uno de los sistemas de fracturas más importantes aquí, es el NE-SW al cual corresponde la falla Meridional de la Cordillera Central. Esta falla ha sido definida (*Ubanell 1982*) como una falla cortical con más de 150 Km. de longitud y cuya terminación oriental tiene lugar en zonas próximas a la aquí estudiada. Su historia estructural es compleja con una primera etapa caracterizada por movimientos en la horizontal (dextrales y sinestrales) y una segunda etapa en la que los movimientos verticales son los más importantes.

Dentro de este sistema NE-SW se incluye la falla de Almiruete que (Fig. 1) se extiende desde Retiendas (donde se oculta bajo el Terciario) hacia el macizo de Hiendelaencia, pasando al W de Tamajón y por Almiruete. Actualmente se manifiesta como falla inversa con buzamiento de 70° hacia el NW. El salto de falla es superior a 300 m. Junto con otra falla paralela a ella y situada 2 Km. más hacia el E. (falla de Tamajón) definen el graben de Tamajón, fácilmente reconocible por los sedimentos Mesozoicos que contiene, cuya potencia se estima en 200 m. (*Torcal 1971*). El fondo de este graben es un bloque del basamento basculado hacia el W y hacia el S. La dirección de la falla varía de W. a E. desde valores próximos a 25° hasta 45° .

De la cartografía, se deduce que ha jugado como desgarre sinistral (antes de los movimientos verticales) desplazando 1,5 Km. a las capas de cuarcita Armoricana cuya dirección se acerca a los 170° .

Si observamos el conjunto de fracturas (Fig. 1) adyacentes a la falla de Almiruete podemos ver como hay una serie de fracturas curvadas más o menos paralelas a ella que encajan en el modelo de fallas secundarias de *Chinnery (1966)* tipo C ó tipo A (Fig. 5A), ligeramente deformado como en el caso de la falla Alpina de Nueva Zelanda (*Suggate 1979*). Un estudio gravimétrico sobre las fallas ocultas por los sedimentos Terciarios, actualmente en realización por uno de nosotros (G. de Vicente), aclarará este aspecto. En cualquier caso la falla de primer orden sería la falla Sur del Sistema Central.

Así mismo también es compatible con cualquiera de los dos tipos (C o A) el hecho de la profusión de fallas al sur de la falla de Almiruete, mientras que al norte de la misma el desarrollo de fallas es muy escaso, estableciéndose así dos dominios de fracturación distintos. (Fig. 1).

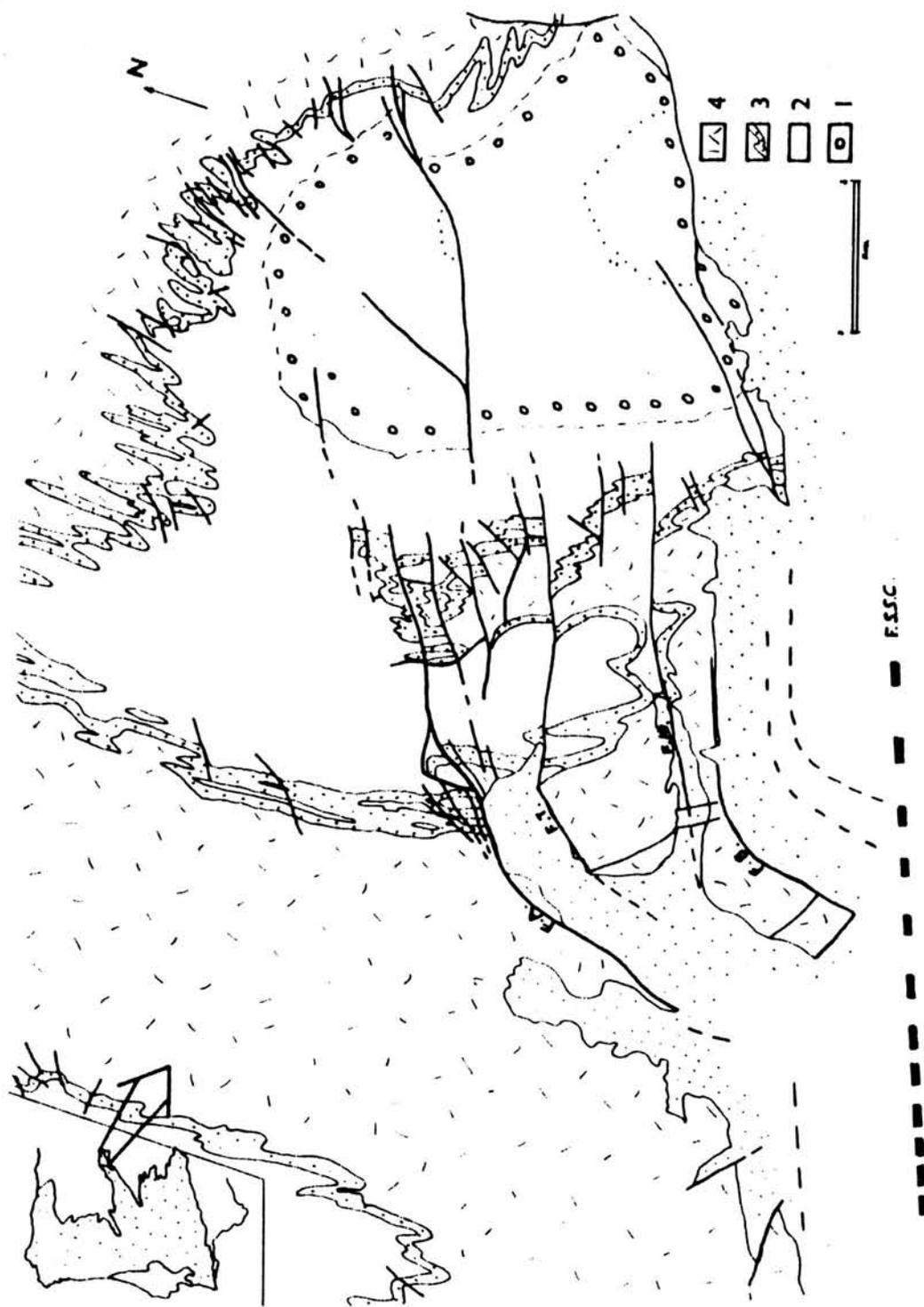


Fig. 1A. Esquema regional del borde oriental del Sistema Central (modificado de González Lodeiro 1981). FSSC: Falla sur del Sistema Central. FA: Falla de Almiruete. FT: Falla de Tamajón. FM: Falla de Muriel. FB: Falla de Beleña. 1 - Neis Glandular del Macizo de Hiedelaencina. 2 - Alternancia de cuarcitas y pizarras del ordovícico inferior. 3 - cuarcita armoricana. 4 - pizarras del Llandeilo. En Punteado, mesozoico y terciario.

CINEMATICA DE LA DEFORMACION

A lo largo de la falla de Almiruete hay una serie de pliegues en las capas cuarcíticas Ordovícicas que pueden clasificarse como reclinados y verticales (*Fleuty* 1964). En el alforamiento en el que se centra nuestro estudio (Fig. 1) la mayoría son verticales ya que tienen sus superficies axiales subverticales con charnelas muy inclinadas (más de 80°). Son pliegues que se aproximan mucho al tipo 1B de *Ramsay* (Fig. 6A).

Se pueden apreciar también otro tipo de estructuras, como son, mullions en el contacto entre cuarcitas y pizarras; pliegues en las cuarcitas con antiformal anchas y redondeadas y sinformas apretadas; y cizallas entre capas. Tanto los pliegues inicialmente citados, como estas estructuras están posteriormente abudinadas.

Dentro de las pizarras se aprecia una esquistosidad de fractura en abanico (S') netamente posterior a S_1 y en relación directa con los pliegues anteriores (Fig. 3).

Todas estas estructuras de deformación se pueden explicar mediante la actuación de esfuerzos a lo largo de las capas; uno compresivo que da pliegues por buckling y esquistosidad y otro distensivo posterior que da boudinage. (Fig. 6B).

En cuanto a su disposición espacial; las superficies axiales de los pliegues varían desde N-S a 30° , tendiendo a ser paralelos al plano de falla (30°) en sus proximidades. Los mullions se localizan preferentemente en los núcleos de las antiformal o sinformas, dando como resultado, pliegues en «M» apretados (Fig. 5B); también se desarrollan como pliegues independientes de mayor radio (Fig. 5B). La esquistosidad S' es localmente paralela a las superficies axiales de los pliegues en sus proximidades (Fig. 3), mientras que en zonas algo alejadas de estas pueden tener prácticamente cualquier disposición (Fig. 5B'). Por último, los cuellos de los boudins, siendo subparalelos a los ejes de los pliegues, se desarrollan en un abanico amplio de direcciones, siendo más netos a 60° del plano de falla (Fig. 6C).

La esquistosidad S_1 está muy replegada, conservándose subparalela a S_0 en capas pizarrosas de pocos centímetros de espesor entre capas cuarcíticas (Fig. 3) y formando generalmente un pequeño ángulo con S' . En el labio S de la falla se dobla desde las directrices generales de la zona hasta ponerse subparalela al plano de falla, marcando un claro movimiento sinistral de la misma (Fig. 6C).

Atendiendo al estilo de deformación, distinto de las fases hercínicas de la zona (*González Lodeiro* 1982), a la posición con respecto a la falla y a la relativa intensidad de la deformación en un estrecho corredor, se puede aplicar un modelo para el desarrollo de estas estructuras en relación a una cizalla frágil-dúctil (*Ramsay* 1980), en el que el plegamiento por buckling se produciría por una simple cuestión de espacio.

Si observamos la orientación relativa entre las capas Ordovícicas que siguen las estructuras Hercínicas dominantes, y el plano de falla, vemos que el cambio de orientación que se produce por la cizalla causa en primera instancia una compresión a lo largo de las capas cuarcíticas, que por tener un fuerte contraste de competencia con las pizarras, desarrolla pliegues por buckling con longitudes de onda características del espesor de la capa competente (Fig. 5B y B') y del contraste de competencia (Ramsay 1967).

Haciendo un sencillo cálculo de relación de longitudes, se puede comprobar que el acortamiento sufrido es aproximadamente del 30%, por lo que no se supera el 36% que es el máximo acortamiento que puede sufrir una capa competente plegada concéntricamente (de Sitter 1958 en Ramsay 1967), con lo que no se pasa al campo de pliegues 1C o «pliegues paralelos aplastados», aunque sí hay pliegues parecidos a los de máximo acortamiento por buckling (Fig. 5B y B').

Como consecuencia de este acortamiento se produce un slaty cleavage en abanico, S', bien desarrollado en las pizarras y más grosero en las cuarcitas (Fig. 3), por una combinación de deslizamiento a lo largo de los límites de las capas y de deformación longitudinal tangencial principalmente; aunque los efectos de la cizalla paralela a los límites de la capa son visibles en una serie de cizallas dextrales (Fig. 4A) que desarrollan una foliación (foliate BSZ, Bosworth 1982) poco penetrativa entre capas de cuarcita relativamente potentes y estrías en las superficies de despegue.

Los ejes de los mullions se intersectan de una forma compleja (Fig. 4B), probablemente debido a que la deformación interna se produjo en varias direcciones en el seno de las capas superficiales (Ramsay 1967), o bien por superposición con otras fases anteriores.

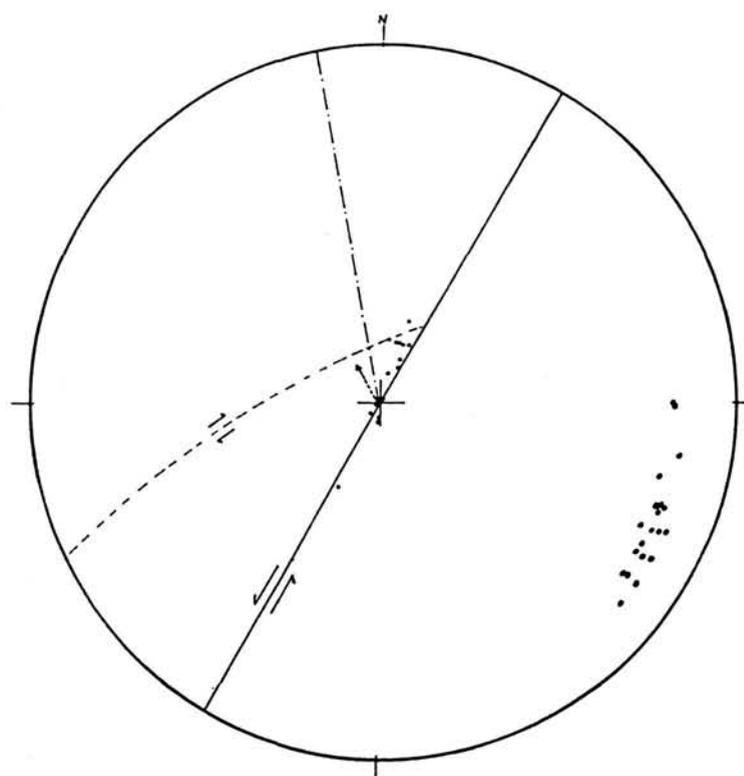
Al proseguir el proceso de cizalla, las capas competentes entran en zona de extensión, produciéndose un boudinage generalizado, cuya intensidad local dependerá de la orientación relativa en que quedarán las capas al plegarse, existiendo grandes boudins en una dirección preferente (Fig. 6C) junto a otras capas ligeramente aboudinadas en otras direcciones.

Los ejes de los pliegues y los cuellos de los boudins no tienen por qué disponerse según el plano xy de la zona de cizalla (Ramsay 1979), aunque en nuestro caso parecen ambos subparalelos al eje del elipsoide de esfuerzos finitos.

Es posible que la compresión lleve asociada una componente de extensión suficiente como para producir un ligero boudinage (Ramsay 1979), dependiendo de la orientación local previa que resulta difícil de determinar. De esta forma se podrían explicar también direcciones locales de cuellos de boudins no relacionados con la general.



A



B

Fig. 2A. Tipo de pliegues producidos por el movimiento sinistral de la falla de Almiruete. Corresponden al esquema 5.A.

Fig. 2B. Proyección estereográfica. Dirección general de las capas cuarcíticas.
 Plano de falla. Ejes de pliegues. Polos de planos axiales de pliegues.
 Cuellos de boudins. Cizallas dextrales.

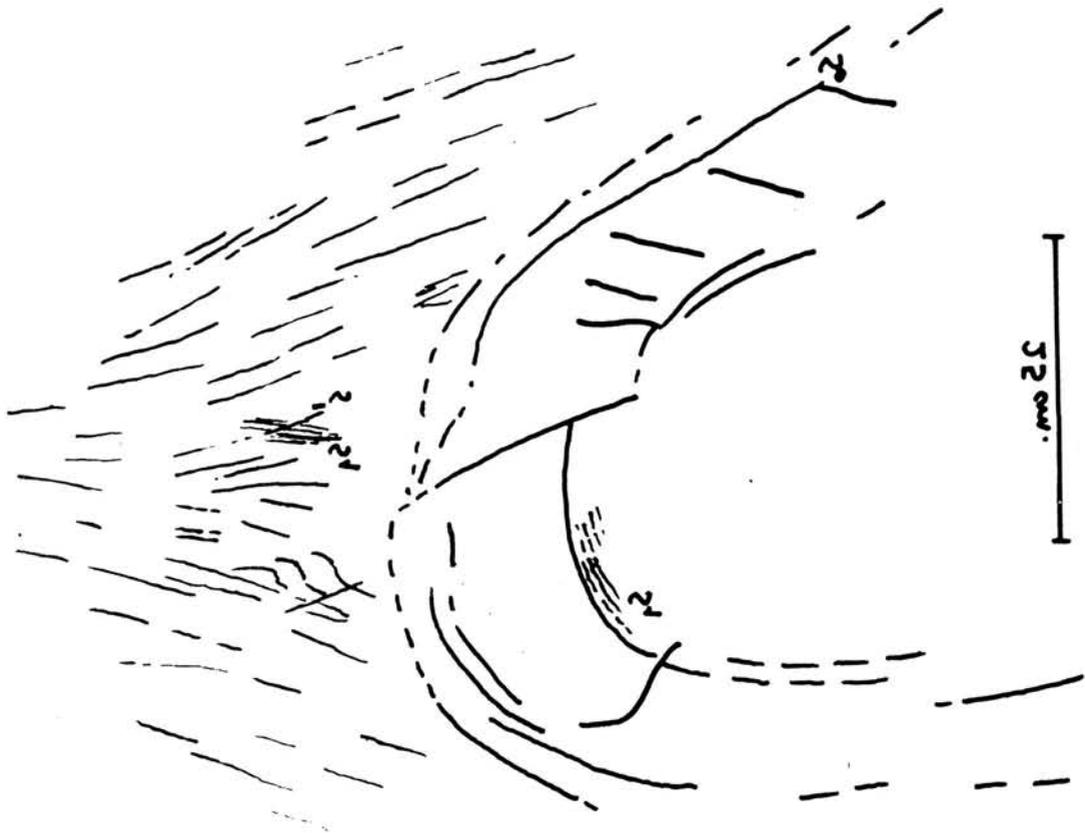
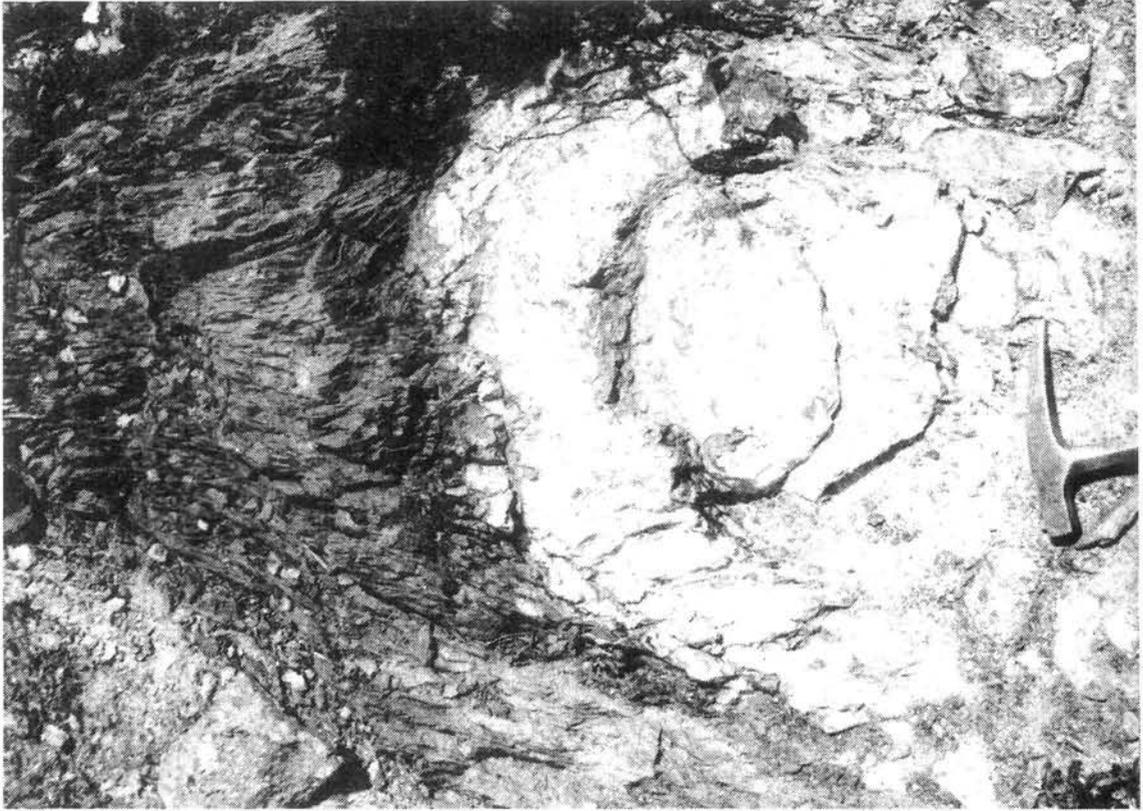
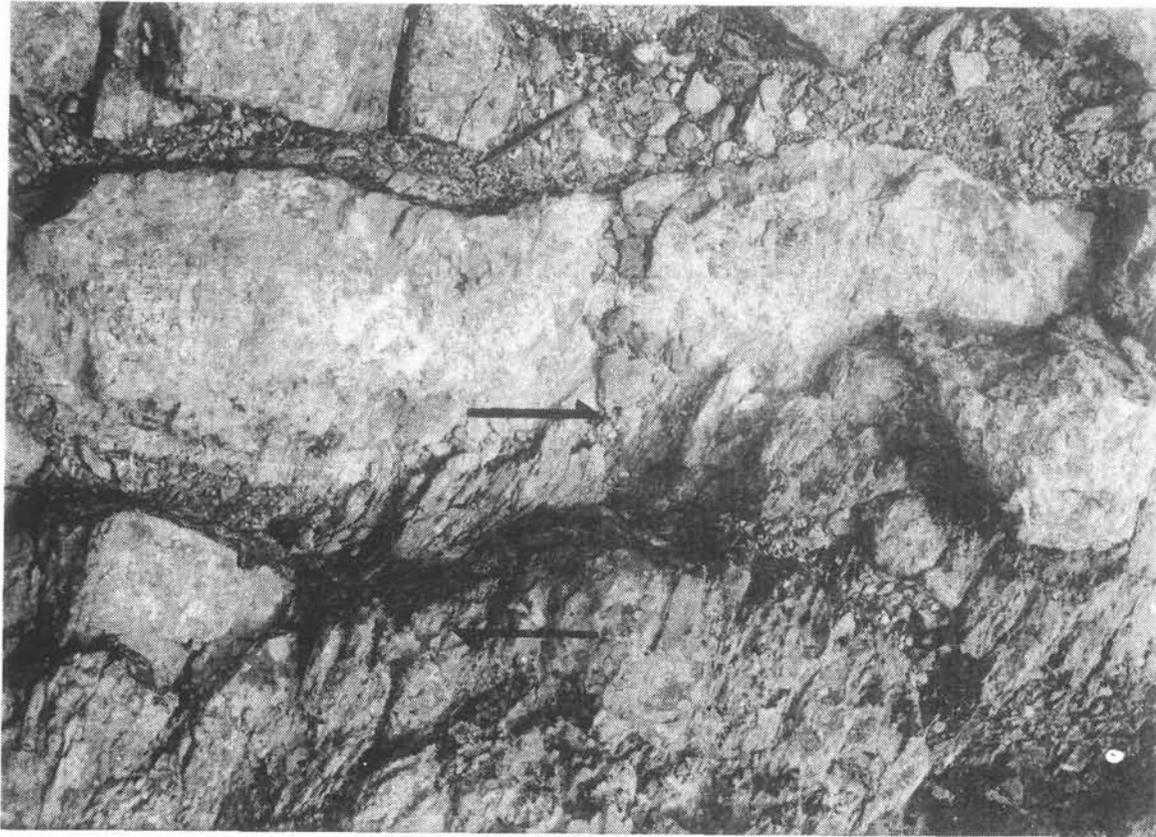


Fig. 3. Pliegue de tipo 1B de Ramsay con esquistosidad de fractura en abanico en las pizarras (S') que corta a la S_1 general.



A

B

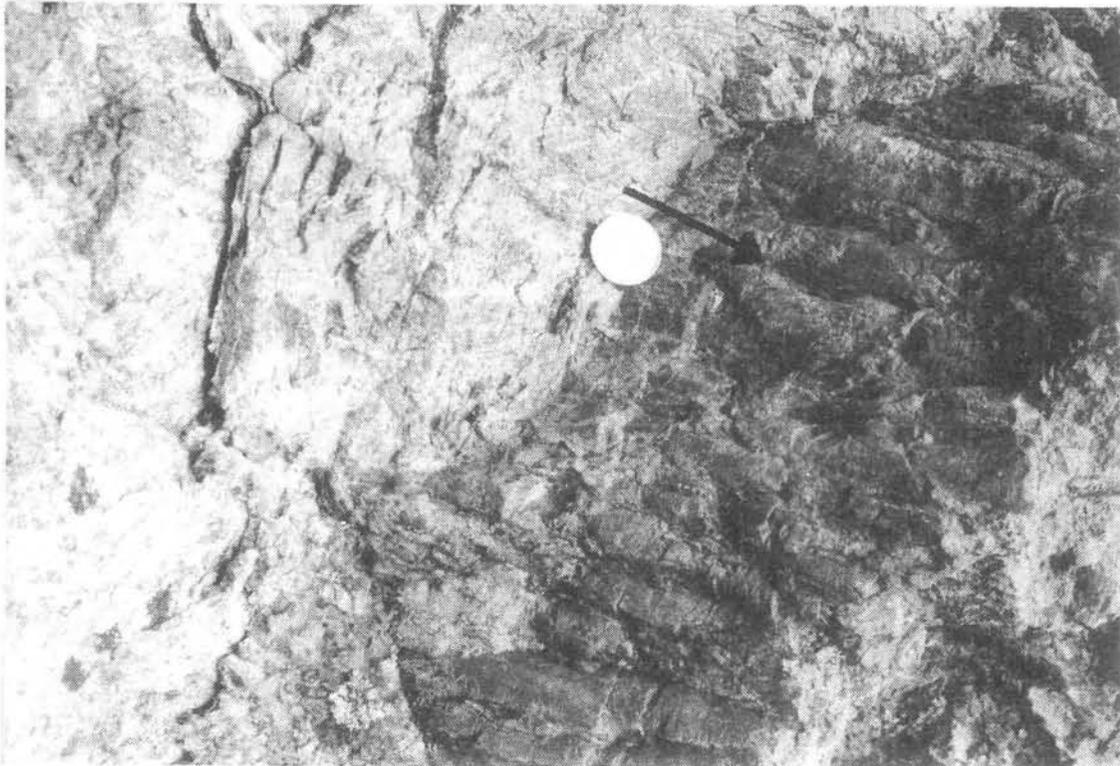


Fig. 4A. «Foliated BSZ» (Bosworth 1982) por deslizamiento entre capas cuarcíticas.

Fig. 4B. Mullions con intersección de ejes en las capas cuarcíticas competentes.

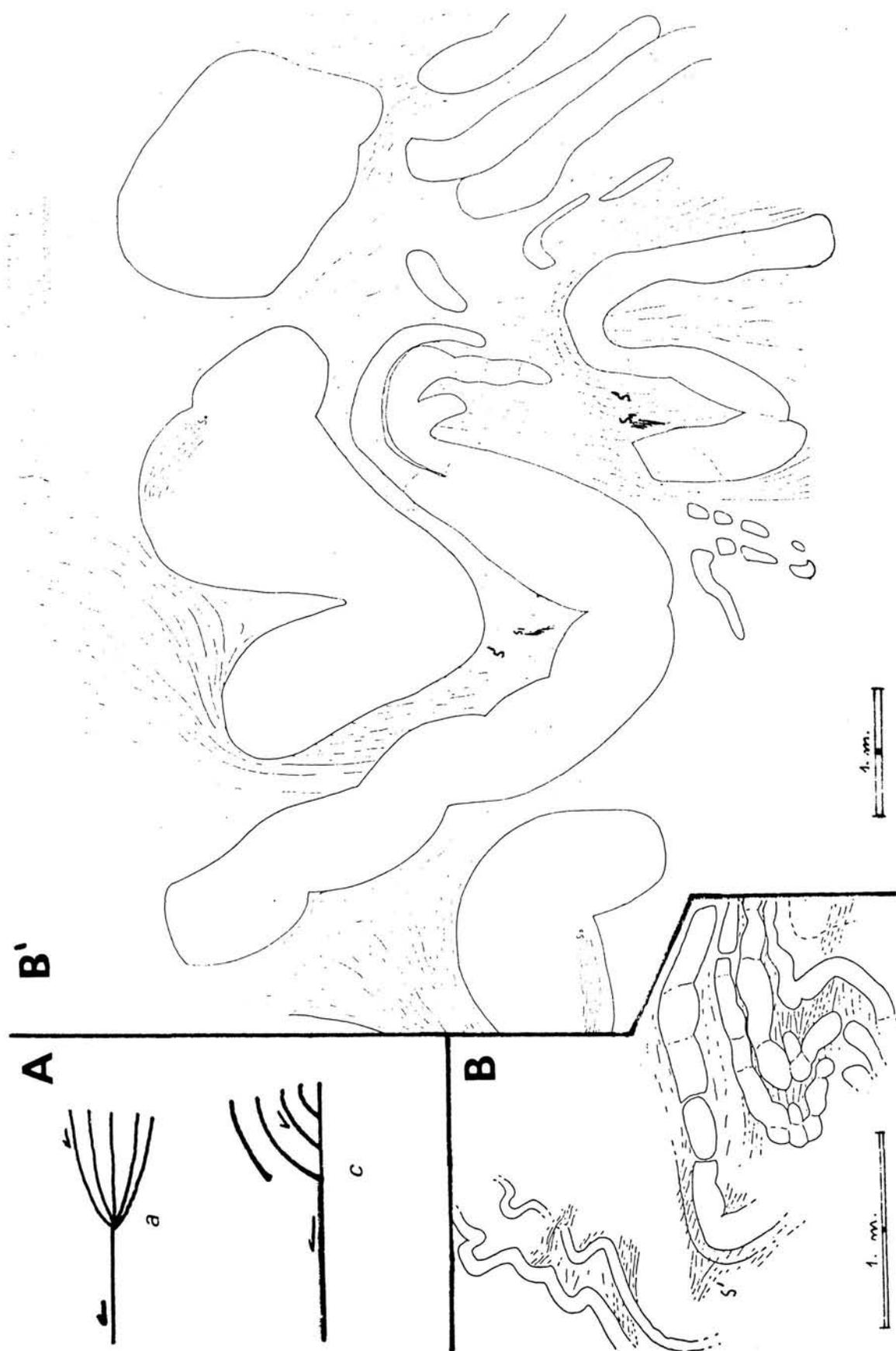


Fig. 5A. Fallas secundarias. Tipos A y C de Chinnery (1966).

Fig. 5B y B' Esquema en planta del tipo de deformación producido por la falla de Almiruete.

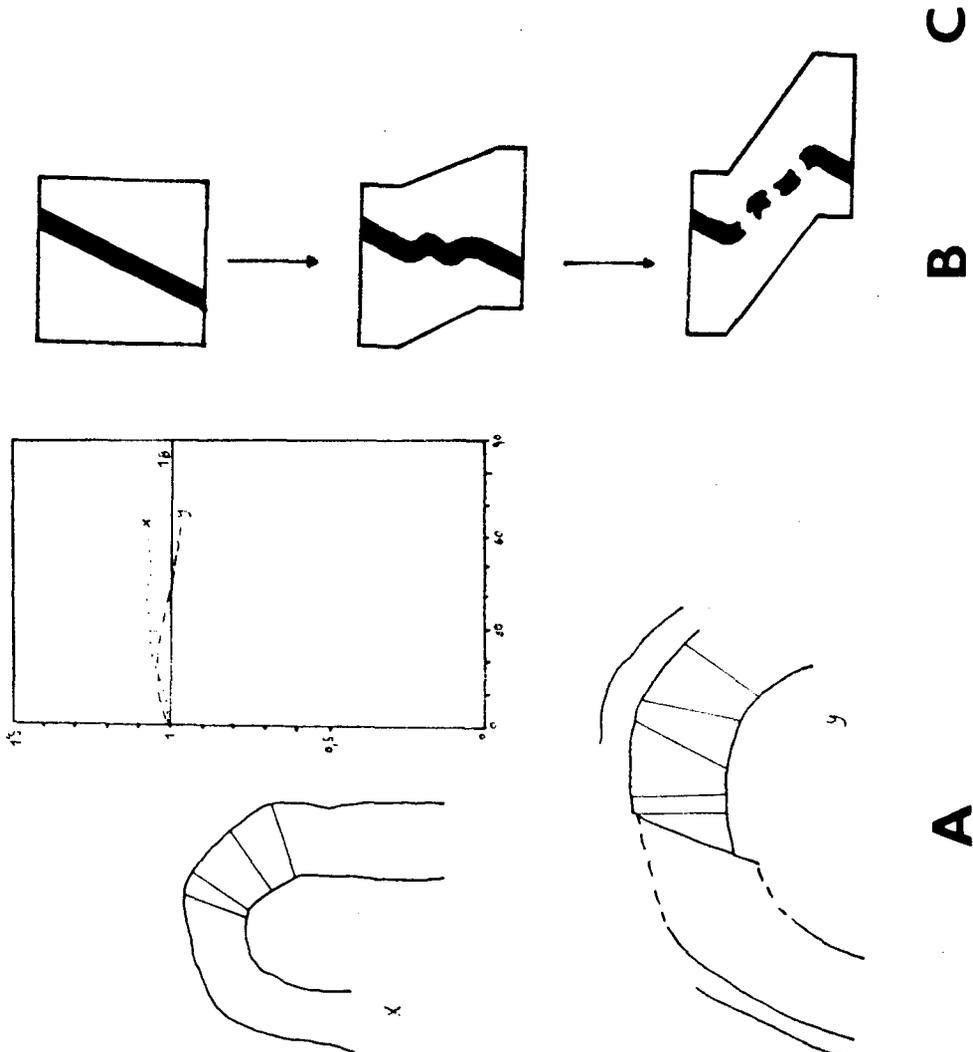
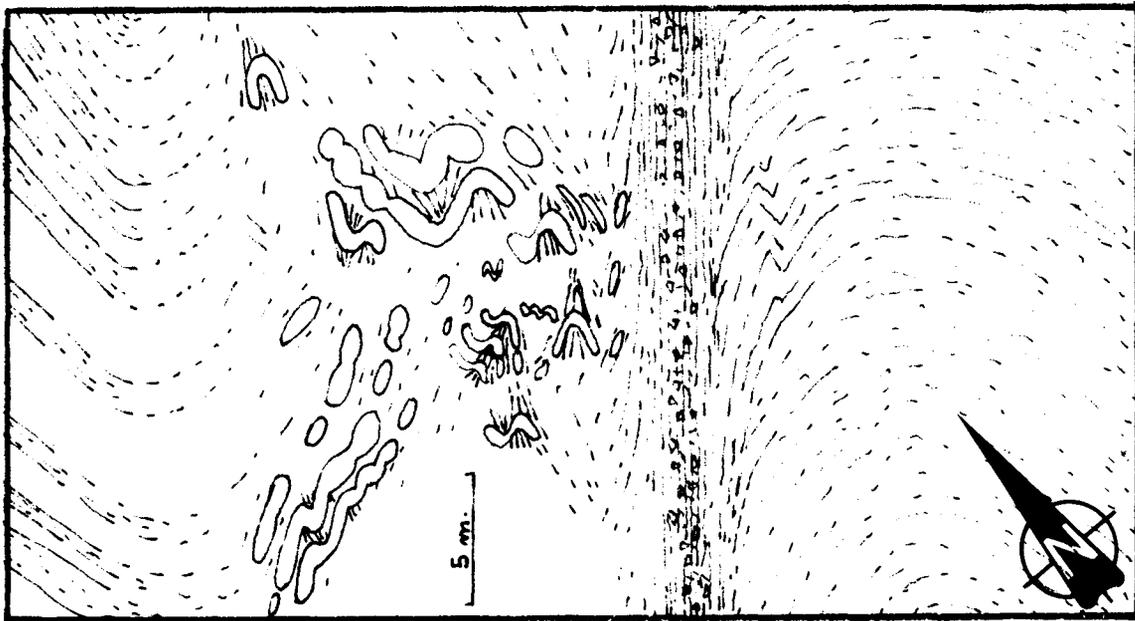


Fig. 6A. Isogonas de pliegues. Siguen tendencias de tipo 1B de Ramsay.
 Fig. 6B. Esquema explicativo de la deformación producida por la falla en su movimiento sinistral (Ramsay 1980).
 Fig. 6C. Esquema resumen de la deformación producida. En el labio N. se puede aplicar el esquema 6B.

Según la orientación regional de los pliegues de primera fase, se produce una interferencia de tipo 2 de Ramsay pero que no se aprecia netamente en el afloramiento estudiado.

Con posterioridad a todo este proceso, existen una serie de cizallas dextrales (Fig. 4A) generalizadas que deforman a S'. Su origen puede estar relacionado con el proceso de boudinage o lo que es más probable, con movimientos posteriores de la falla. Si estos son relacionables con el movimiento generalizado, en otras zonas del Sistema Central, de desgarre dextral (F_4) (Fernández Casals 1979), supondría que el inicio del movimiento de la falla de Almiruete, y con ella la falla Sur del Sistema Central, es relativamente temprano, por lo que debería aquilatarse el término «tardihercínico».

Deformaciones posteriores, probablemente relacionados con el ciclo Alpino, producen una serie de Kink bands conjugados en las pizarras del labio Sur, que indican movimientos inversos y normales de la falla que afectan a la sedimentación Mesozoica y terciaria (Sopeña com. per.). Este proceso produce una cataclásis en una zona de 5 m. de ancho (Fig. 6C) que enmascara la fábrica producida por la cizalla fragil-dúctil en las proximidades del plano de falla.

CONCLUSIONES

De lo anteriormente expuesto deducimos las siguientes conclusiones:

- 1^a) La falla de Almiruete es tardihercínica precoz.
- 2^a) Es secundaria respecto de la falla Sur del Sistema Central perteneciendo al modelo A o C de *Chinnery*.
- 3^a) Los movimientos que se observan en ella, cronológicamente, son sinestrales - dextrales y verticales.
- 4^a) En la etapa de falla de desgarre produce deformación en las capas adyacentes, siendo esto más visible en la alternancia de cuarcitas y pizarras del Ordovícico Inferior, dando lugar a pliegues de la clase 1B, esquistosidad de fractura y boudinage.

BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. y GAIAN HUERTOS, E. (1978). «El metamorfismo de bajo grado en el área central del Macizo Hespérico Español (Sistema Central - Toledo)». Bol. Geol. y Min. 89, 475-486.
- APARICIO A. y GAIAN HUERTOS, E. (1980). «Las características del metamorfismo hercínico de bajo grado y muy bajo grado en el sector oriental del Sistema Central (provincia de Guadalajara)». Estudios Geol. 36, 75-84.
- ARCHE, A.; CAMARA P. y DURANTEZ, O. (1977). «Consideraciones sobre las series ordovícicas y ante-ordovícicas de la región de la Sierra del Alto Rey - Sierra de la Bodera (Sistema Central de España)». Bol. Geol. y Min. 88, 501-507.
- ARENAS R.; GONZALEZ LODEIRO F. y PEINADO M. (1982). «La zona de cizalla de Berzosa - Riaza en el sector septentrional, Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas». Cuad. Lab. Xeol. Laxe 3, 123-161.
- BOSWORTH, W. (1982). «Brittle shear zones in pelitic rocks» Inter, Conference on Planar and Linear Fabric of Deformed Rocks (Abstracts) E.T.H. Universitat Zurich.
- FI EUTY, M.J. (1964). «The description of folds». Geol. Assoc. Proc. 75.4; 461-489.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español». Bol. Geol. y Min. 85, 5 595-600.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). «Posición de las Series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación». Cuad. Lab. Xeol. Laxe 2(1); 125-134.
- LOTZE, F. (1929). «Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)» Beit. Z. Geol. d. West. Medit. Gebiet, nº 3. (Traducido por M. San Miguel de la Cámara en Publi. Extranj. sobre Geol. de España T. 8 C.S.I.C. Madrid 1954-1955).
- NAVIDAD, M. (1975). «Caracterización petrológica de los neises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). Estudios Geol. 31, 343-350.
- RAMSAY, J. (1967). «Folding and fracturing of rocks». McGraw Hill Book Company, New York 568 p.
- RAMSAY, J.G. (1980). «Shear zone geometry: a review». Jour. Struct. Geology 2, 83-99.
- SANCHEZ DE LA FUENTE, J.; VALLEJO, G.; MARTINEZ, R. y BAEZA-ROJANO, L.J. (1971). «La serie metamórfica de Hiendelaencina y su cobertura Paleozoica». Ier. Congr. Hisp.-Luso-Am. de Geol. Econo. S.I. t.I. pág. 435-448.
- SCHÄFER, G. (1969). «Geologie und Petrographie in östlichen kastilischen Haptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)». Münster Forsch. Geol. Palaönt 10, p.p. 207.
- SCHRÖEDER, E. (1930). «Der Grenzgebiete von Guadarrama und hesperischen ketten». (Traducido por M. San Miguel de la Cámara en Public. Extr, Geol. Esp. IV; 234-295. Madrid 1948).
- SOERS, E. (1972). «Stratigraphie et Geologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). Studia Geol. 4, 7-94.
- SOMMER, W. (1965). «Stratigraphie und Tektonik im östlichen Guadarrama Gebirge (Spanien)» Münster Forsch. Geol. Palaönt 1, p.p. 159.
- SUGGATE, R.P. (1979). «The Alpine Fault Bends and the Marlborough Faults» Bull. R. Soc. New Zealand 18; 67-72.

- TORCAL , R. (1971). «Tectónica de la Zona de Tamajón». 1er. Congr. Hisp.-Luso-Am. Geol. Econ. S.I., t.1., 451-457.
- UBANELL , A.G. (1982). «Estudio de la fracturación en un segmento del Sistema Central Español» Public. Univer. Complu. Col. Tesis Doc. 160/82.