

Cinemática y dinámica de las deformaciones en la zona del alto Tajo (Guadalajara)

Kinematic and dynamic array of the alpine deformations in alto Tajo area (Guadalajara)

RODRIGUEZ PASCUA, M. A.; DE VICENTE, G.; GONZALEZ CASADO, J. M.

The geological macrostructure of Alto Tajo is defined by several N150°E dextral strike-slip faults with related secondary structures. The former set of faults together with others N-S sinistral strike-slip faults delimited areas in transtension and transpression. Four tectonic phases have been detected by means of microstructural analysis: N60°E compression; N150°E compression (the main deformation phase). N-S compression, without important structures associated and a last episode of radial extension.

Key words: Strike-slip, faults, flower structures, fault population analysis, cataclastic rocks, tertiary basin of Zaorejas.

RODRIGUEZ PASCUA, M. A.; DE VICENTE, G. (Dpto. de Geodinámica. Fac. CC. Geológicas. Univ. Complutense de Madrid). GONZALEZ CASADO, J. M. (Dpto. de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. Univ. Autónoma de Madrid).

I. INTRODUCCION

La zona investigada se enmarca en la provincia de Guadalajara, más concretamente, en la comarca arriacense conocida como Parameras o Señorío de Molina, dentro del Parque Natural del Alto Tajo. Incluida en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. El zócalo paleozoico aflorante corresponde a pizarras del Silúrico y limos pérmicos. El Mesozoico puede llegar a alcanzar los 1.300m de potencia, de Buntsandstein a Dogger, sobre el que se apoya discordante el Cretácico. Los materiales terciarios se encuentran restringidos a pequeñas cuencas aisladas (Fig. 1).

II. ESTRUCTURA TECTONICA DEL ALTO TAJO

La macroestructura geológica de la zona del Alto Tajo está condicionada por un sistema de desgarras anastomosado, con dos direcciones predominantes, una principal N150E y otra menos importante N-S. Las fallas inversas y los pliegues de propagación de fallas presentan direcciones E-W.

II.1. Desgarres

Los desgarras de dirección N150E tienen un movimiento diestro y presentan asociadas estructuras en flor (positivas y negativas). Las dos fallas más importantes de este tipo son la Falla del Alto Tajo y la Falla de Terzaga.

La Falla del Alto Tajo tiene una dirección N150E. Es un desgarre transpresivo y muestra una estructura en flor positiva (ver cortes I-I' y II-II'). En su movimiento ha generado dúplex direccionales transpresivos, en los que se pueden observar fallas inversas

(de buzamientos subhorizontales a favor de planos de estratificación). Las principales estructuras asociadas son pliegues forzados paralelos y pliegues monoclinales forzados paralelos (HARDING et al, 1985), con la misma dirección que la falla. Los primeros se producen principalmente en el bloque Este, sometido a transpresión, mostrando una doble vergencia (pliegues en cofre). El segundo tipo aparece en la parte Norte del bloque occidental, donde el área está sometida a transtensión (Dominio de Fallas Normales de Villanueva de Alcorón. Ver Fig. 1) para pasar al Sur a transpresión y consiguientemente a pliegues forzados paralelos. Esta falla está jalonada por alforamientos de cataclastitas que llegan a los 350m de potencia. La dirección de máximo acortamiento en la horizontal, calculada a partir de tres métodos de Análisis Poblacional de Fallas (Modelo de Deslizamiento, Método de los Diedros Rectos y Método de Etchecopar), para la falla del Alto Tajo es N150E en fallas inversas y desgarras y N60-70E para el caso de fallas normales. La compresión N60-70E está muy atenuada frente a la N150E, que es la que genera toda la macroestructura de la zona. Morfológicamente, a favor de esta falla está encajado el río Tajo (dirección N150E), hasta llegar al Dominio de Cabalgamientos de Huertapelayo (cabalgamientos de zócalo. Ver fig. 1), donde cambia su dirección a E-W.

La Falla de Terzaga (destrosa) presenta estructuras transtensionales de tipo flor negativa. Se observan dúplex direccionales transtensivos que generan fallas normales. A favor de estas fallas normales se extruyen las facies evaporíticas del Keuper. La dirección de máximo acortamiento en la horizontal, calculada por diferentes métodos de

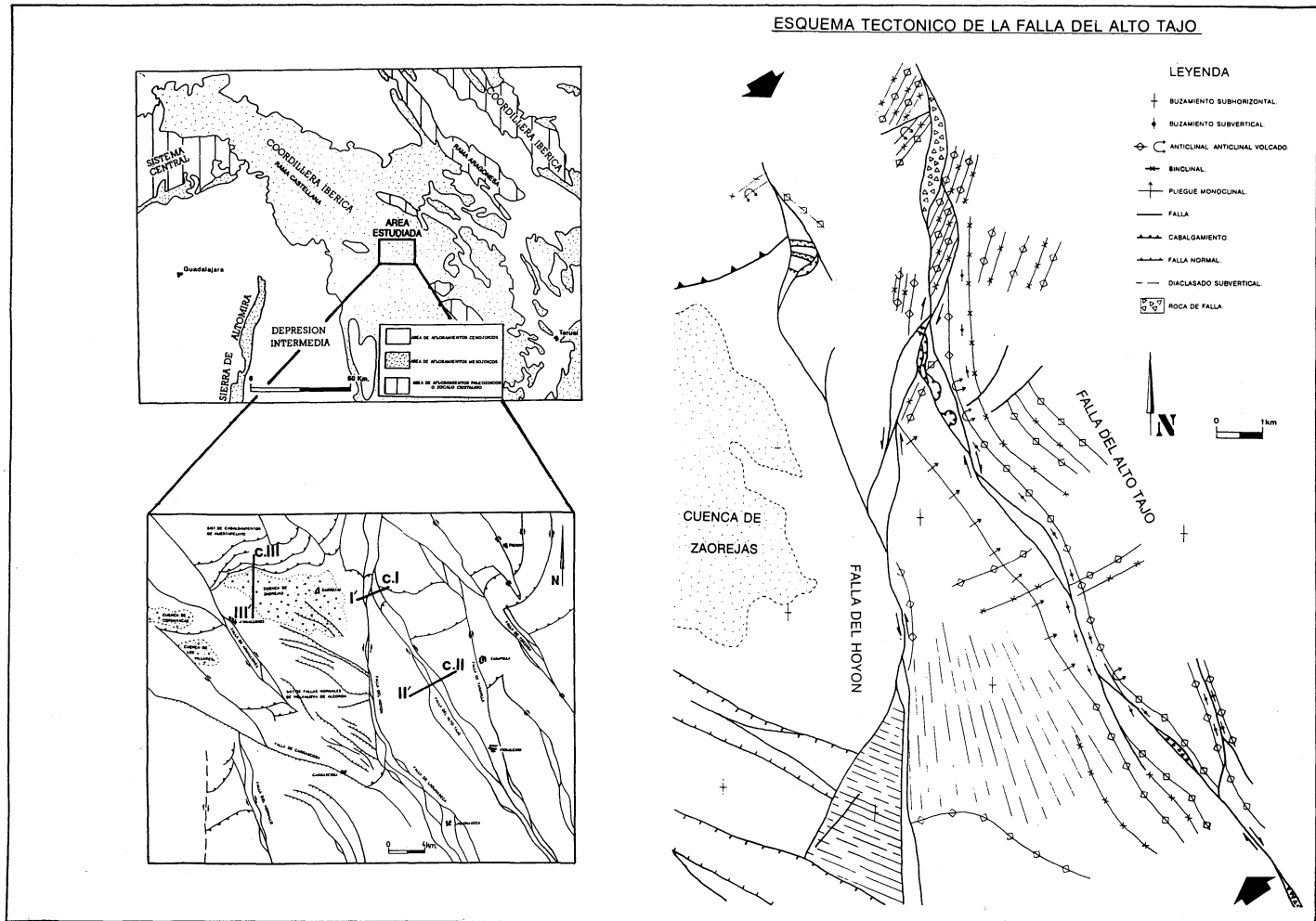


Fig. 1. Mapa de situación. Esquema tectónico de la zona. Esquema tectónico de la falla del Alto tajo.

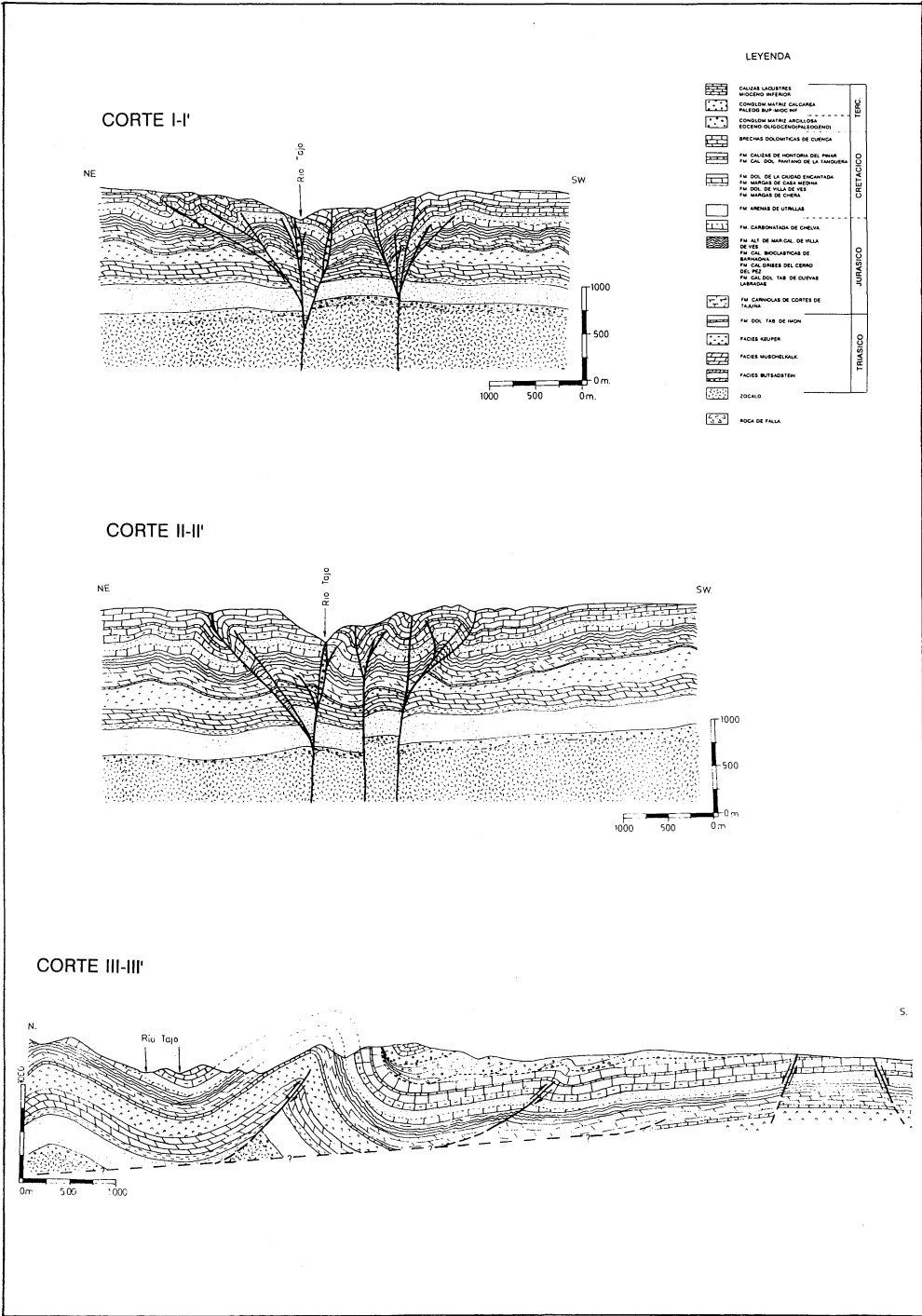


Fig. 2. Cortes geológicos interpretativos. Ver orientación en Fig. 1.

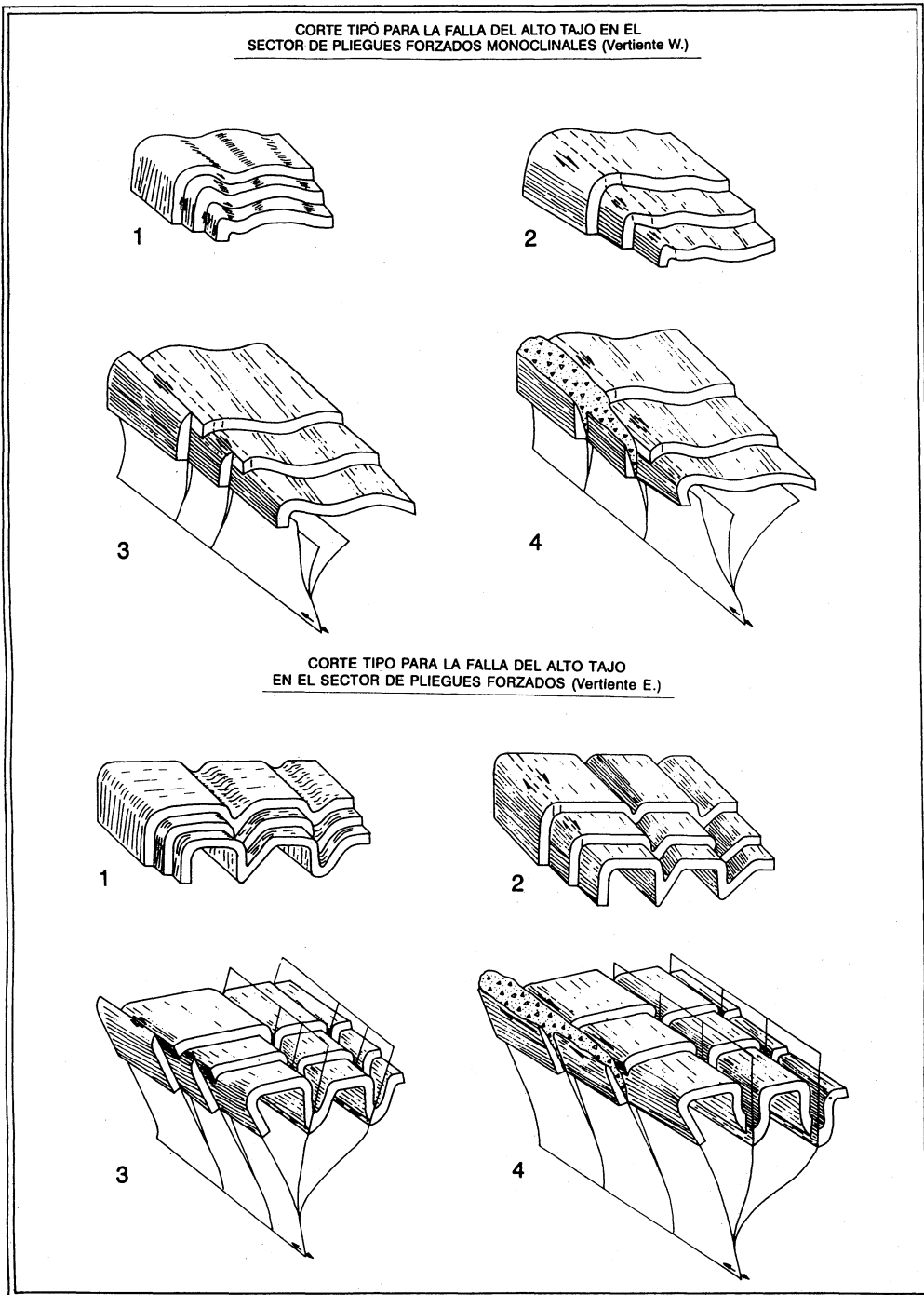


Fig.3. Modelo evolutivo para la Falla del Alto Tajo. a) Sector de pliegues monoclinales forzados (transension), b) sector de pliegues forzados (transpresion). 1 - Plegamiento. 2 - Comienzo de la fracturación. 3 - Desplazamiento. 4 - Formación de cataclitas.

Análisis Poblacional de Fallas, es N150E para desgarres, fallas inverso-direccionales y normal-direccionales, y N40-50E para fallas normales.

Los principales desgarres N-S son la Falla del Hoyón y la Falla de Taravilla (ver Fig. 1), de carácter sinestroso, no producen fuertes deformaciones, careciendo prácticamente de estructuras asociadas. Estas fallas terminan contra los desgarres de dirección N150E, la primera contra la Falla del Alto Tajo y la segunda contra la Falla de Terzaga. De esta manera, delimitan áreas en transtensión y transpresión.

La Falla del Alto Tajo, que es la principal de la zona, es una estructura hercínica previa reactivada, también activa durante el Cretácico Medio (CAPOTE et al. 1982). El el movimiento se inicia en profundidad, as-

cendiendo la zona de cizalla paulatinamente hasta la superficie. Se pueden diferenciar cuatro etapas evolutivas en superficie. Estas cuatro etapas son válidas tanto en régimen transtensivo, dominio de pliegues monoclinales forzados (Fig.2a.), como para zonas en transpresión, dominio de pliegues forzados paralelos (Fig.2b.). Estas etapas son las siguientes:

- 1. Plegamiento. Comienzan a plegarse capas subhorizontales, produciéndose estrías banco sobre banco al deslizarse unas capas sobre otras. Las capas se verticalizan en las proximidades de la falla.
- 2. Comienzo de la fracturación. La zona de fractura llega a la superficie, las capas se desplazan en dirección a favor de los planos de estratificación. Empezan a

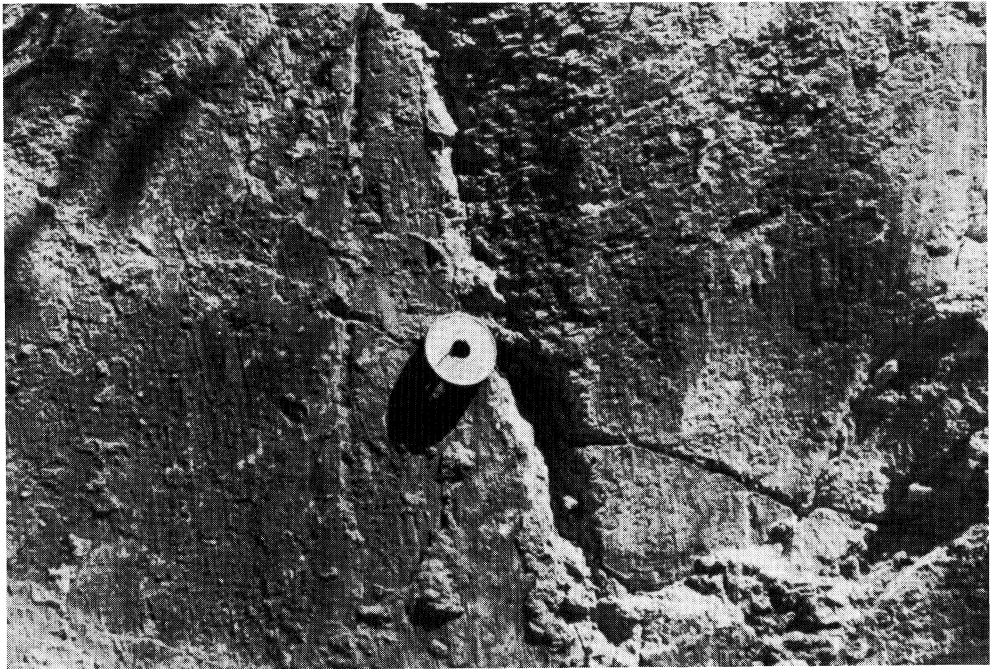


Fig. 4. Estrías banco sobre banco (verticales), a las que se superponen estrías de desgarre (horizontales). Falla del Alto Tajo.

generarse las primeras fracturas y las estrias de desgarre (horizontales) se superponen a las banco sobre banco (verticales)(Fig. 3).

— 3. Desplazamiento. Se produce la mayor tasa de desplazamiento en dirección, acentuándose el plegamiento de las capas.,

— 4. Formación de cataclastitas. Se generan grandes espesores de rocas de falla, de 200 a 350m de potencia, encerradas en dúplex direccionales de la Falla del Alto Tajo.

II.2. Cabalgamientos

El Frente de Cabalgamientos de Huertapelayo (cabalgamientos de zócalo. Ver figura 1), de dirección E-W. Durante el Eoceno, debido a la formación de pliegues de propagación de fallas, se comienza a generar una cuenca de sedimentación, la Cuenca de Zaorejas (corte III-III'). Los sedimentos (arcillas, areniscas y conglomerados de matriz arcillosa) del período Eoceno-Oligoceno son sintectónicos, disponiéndose los mismos en forma de discordancia progresiva. Durante el Paleógeno Superior-Mioceno Inferior, hay un período de inactividad tectónica, en que se colmata la cuenca (conglomerados de matriz calcárea, discordantes sobre los anteriores, y calizas lacustres) (I.G.M.E. 1981). Por último, un nuevo pulso tectónico pliega todo el conjunto de los materiales de la cuenca.

II.3. Pliegues

Los pliegues en esta zona están asociados a los desgarres o a los cabalgamientos. Los primeros son de baja longitud de onda, con anticlinales agudos y sinclinales abiertos, de tipo E2 (clasificación de Hudleston, 1973)(Fig.4a y 5). Los asociados a cabalgamientos son pliegues de propagación de

fallas, geoméricamente de tipo C2 (clasificación de Hudleston, 1973)(Fig.4b y 6). Una de las características principales del plegamiento son las disarmonías entre las Fms. del Lías, margosas y tableadas, con las del Dogger, banco calcáreo continuo de 40 a 50m de potencia, junto con la Fm. Arenas de Utrillas (discordante) del Cretácico. Las direcciones de los pliegues asociados a desgarres varían de N150E a N-S; estos pliegues se producen por el movimiento de los desgarres de la zona, con una compresión media en la horizontal N150E. En el caso de los pliegues generados por cabalgamientos, las direcciones axiales varían de N60E a E-W, con direcciones medias de compresión en la horizontal que oscilan de N150E a N-S. La intersección de estas dos direcciones principales de pliegues origina estructuras de interferencia de Tipo I (clasificación de RAMSAY, 1967).

III. ANALISIS MICROESTRUCTURAL

Para deducir la secuencia de deformación alpina en la zona, se han utilizado diferentes métodos de Análisis Poblacional de Fallas, estudio microscópico de rocas de falla y datación relativa de los paleoesfuerzos a partir de las formaciones terciarias de la Cuenca de Zaorejas.

Los métodos de Análisis Poblacional de Fallas utilizados son los siguientes:

— Modelo de Deslizamiento (DE VICENTE, 1988): basado en el modelo de Reches.

— Diagrama de Diedros Rectos (PEGORARO, 1972; ANGELIER y MECHLER, 1977): geométrico- cinemático.

— Método de Etchecopar (ETCHE-

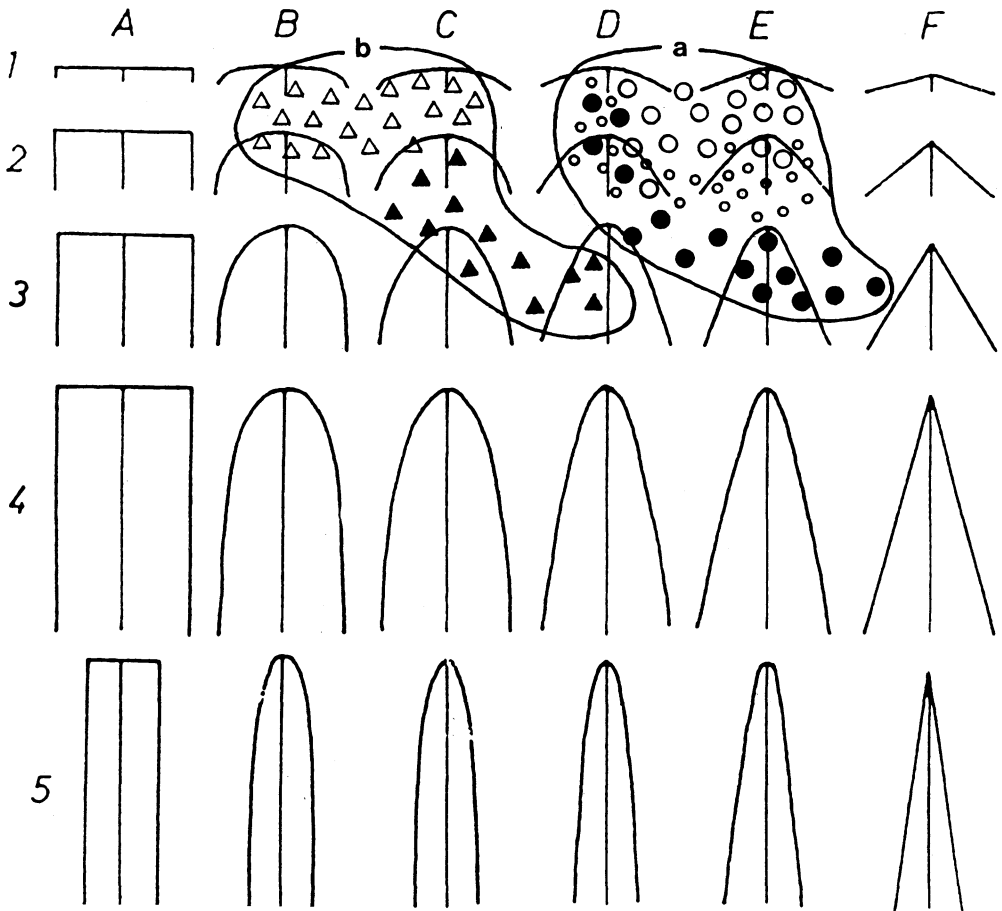


Fig. 5. Representación gráfica de los pliegues de la zona (diagrama de HUDLESTON, 1973).
 a) Pliegues asociados a desgarres, b) pliegues asociados a fallas inversas.

COPAR et al., 1981; ETCHECOPAR, 1984): basado en la ecuación de Bott.

El método base sobre el que se ha trabajado es el Modelo de Deslizamiento, por ser un método directo y gráfico. Esto permite separar subpoblaciones de fallas, para poderlas tratar por separado con otros métodos. El Método de los Diedros Rectos se utiliza para poblaciones monofásicas y subpoblaciones separadas con el Modelo Deslizamiento (DE VICENTE et al, 1992). Los resultados de estos dos métodos son la

base para introducir un tensor previo en el Método de Etchecopar. Por último, se contrastan las soluciones de los tres métodos, para dar el tensor definitivo, el que debe adaptarse, al menos, a dos de estos.

Se han medido 449 pares de falla-estría repartidos en 27 estaciones. Los resultados globales son los siguientes:

— Desgarres. Aparecen dos máximos en direcciones de máxima compresión en la horizontal (ey), una N153E y otra N17E, (Fig. 7).

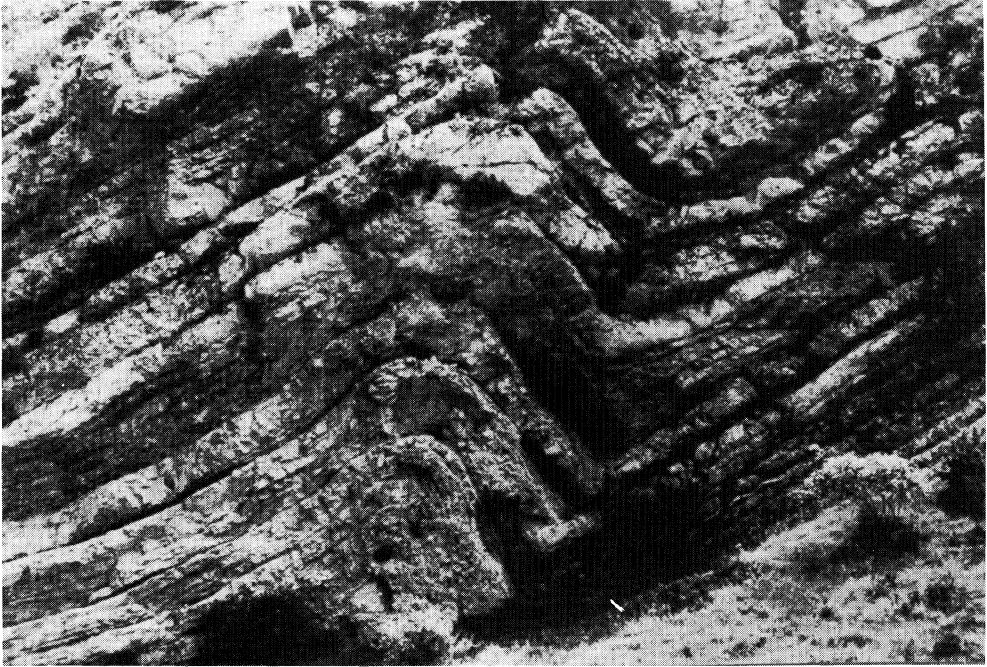


Fig. 6. Pliegue en "Z", Fm. Calizas y Dolomías Tableadas de Cuevas Labradas. Corte del río Gallo, Cuevas Labradas.



Fig. 7. Pliegue en rodilla, Fm. Carbonatada en Chelva. Puente de San Pedro (Cuevas Labradas).

— Fallas inversas. Hay dos direcciones máximas de compresión en la horizontal, correspondientes a N140E y N10E (Fig. 7).

— Fallas normales. Das direcciones de extensión deducidas, ortogonales a las compresiones obtenidas, que resultan ser: N80E, N110E y N173E (Fig. 7).

La Cuenca Terciaria de Zaorejas se encuentra limitada por diferentes estructuras tectónicas: un pliegue en rodilla al Norte, la Falla del Hoyón al Este y al Suroeste el sistema de fallas normales de Villanueva de Alcorón (ver fig.1). El plegamiento de los materiales que rellenan esta cuenca, se puede dividir en dos direcciones principales:

a) Pliegues de dirección N60E en los materiales que se apoyan directamente sobre el Cretácico (unos concordantes y otros discordantes); pertenecientes al Oligoceno Inferior (conglomerados calcáreos de matriz arcillosa), depositados en discordancia progresiva y que están por debajo de una discordancia erosiva que los separa del otro dominio de pliegues.

b) Pliegues de dirección N100E, por encima de la discordancia erosiva que los separa del dominio anterior. Estos pliegues son de mayor longitud de onda que los de dirección N60E; afectan a las arcillas y conglomerados de matriz calcárea y también a las facies lacustres del Mioceno Inferior que colmatan la cuenca.

Se observa claramente el aumento del plegamiento, a medida que nos acercamos a la zona Norte de la cuenca. Es decir, al pliegue en rodilla que la genera, observándose muy bien la discordancia plegada.

Dentro de la Cuenca de Zaorejas, las microestructuras tectónicas más patentes son las marcas por presión («pits») y estrías, en los cantos calcáreos de los conglomerados de la cuenca. También aparecen, en algunos

casos, estrías dentro de estos planos de falla. Por este motivo han sido tratados con métodos de análisis poblacional de fallas. Según SCHRADER (1988), los cantos se comportan como cuerpos rígidos, moviéndose unos contra otros al ser sometidos a esfuerzos tectónicos, debido a la ductilidad de la matriz, generándose marcas de presión y lineaciones (estrías). Las primeras, son consecuencia del contacto compresivo entre cantos vecinos, mientras que las estrías se producen por erosiones de pequeñas partículas duras (granos de cuarzo) contenidas en la matriz.

En diez estaciones, repartidas por la cuenca de Zaorejas, se midieron 120 direcciones de compresión uniaxial, representadas en un diagrama de contornos, estas dan dos concentraciones preferentes de direcciones, unas NW-SE (N150-160E) y otras practicamente N-S (N10E). Las estructuras descritas en los cantos, son menos abundantes en los conglomerados de matriz calcárea, debido a la naturaleza carbonática de la matriz. Si separamos las estaciones que se encuentran en los conglomerados de matriz arcillosa, de las situadas en los conglomerados calcáreos y calizas lacustres, obtenemos la separación de estas poblaciones de la manera siguiente:

a) Conglomerados de matriz arcillosa (Eoceno-Oligoceno Superior). Presentan dos direcciones principales de compresión, N150-160E y N-S a N20E..(Fig. 8a).

b) Conglomerados de matriz calcárea (Mioceno Inferior). Sólo muestran la dirección de compresión N-S a N20E.. (Fig. 8b).

Estas direcciones de compresión, son compatibles con las direcciones de los pliegues existentes en ambas litologías. De este modo, tenemos que los pliegues de dirección N60E, producidos en los conglomerados

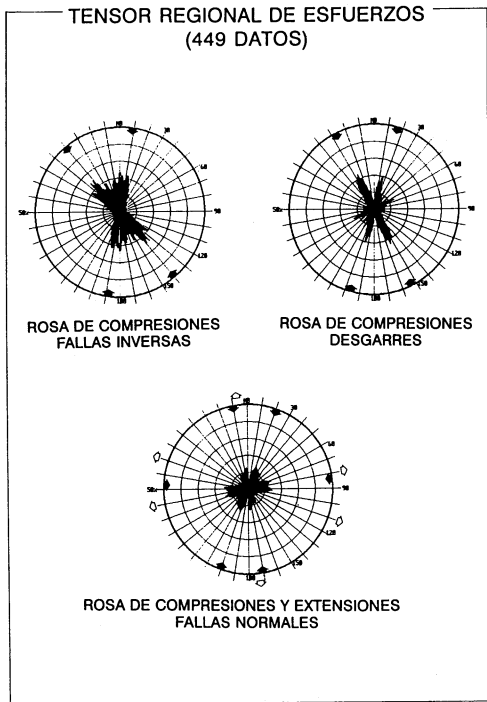


Fig. 8. Tensor regional de esfuerzos. Datos separados mediante el Modelo de deslizamiento (DE VICENTE, 1988), en tres familias principales: fallas inversas, desgarres y fallas normales.

dos de matriz arcillosa, se han podido generar durante un acortamiento N150-160E (esta dirección de compresión ha sido ratificada por los resultados obtenidos en el análisis poblacional de fallas). Además superpuesta a esta fase tenemos también la dirección N-S a N20E. Los pliegues de las calizas lacustres de dirección N100E, son compatibles con la dirección de compresión N-S a N20E. La simetría de las estrías en los cantos nos indica que el régimen de esfuerzos fué de compresión uniaxial (HARDING et al, 1985).

Análisis de las rocas de falla. De las rocas de falla, la cataclastita mas importante es la que pertenece al duplex direccional de la Falla del Alto Tajo, en el corte del río Gallo (350 m de potencia). Los datos micro-

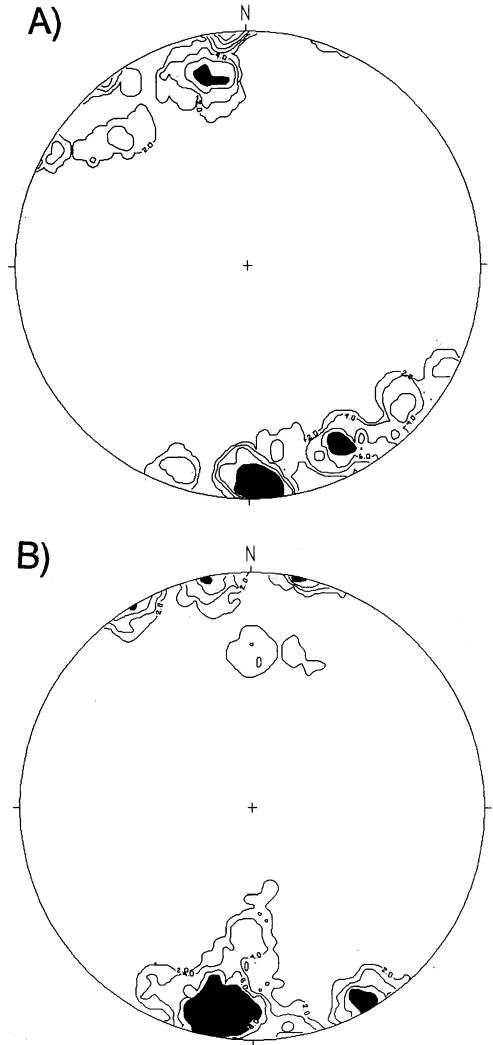


Fig. 9. Diagrama de contornos (2, 4, 6 y 8%) de direcciones de compresión uniaxial, medidas en: a) cantos calcáreos de conglomerados de matriz arcillosa (Eoceno-Oligoceno), b) cantos calcáreos de conglomerados de matriz carbonática (Mioceno Inferior). Cuenca de Zaorejas.

estructurales tomados de las láminas delgadas, corresponden a microfracturas conjugadas que seccionan los granos de cuarzo, grietas de tensión rellenas de calcita y planos de esquistosidad incipiente. Las fracturas incluidas dentro de la propia roca de

falla, generan pequeñas cuencas «pull-apart», rellenas de calcita que apoyan el carácter de desgarre de esta falla. Algunas de estas fracturas afectan a la esquistosidad, haciendo que ésta se pliegue, lo que constituye un criterio de movimiento. Se generan estructuras de deformación dúctil-frágil. Según las observaciones realizadas y su tratamiento posterior, se han obtenido dos direcciones preferentes de acortamiento: N60E y N120-130E.

IV. CONCLUSIONES

Los desgarres N150E (diestros), conjugados con los N-S (sinistrosos), definen la

macroestructura del Alto Tajo, delimitando zonas en transtensión y transpresión. El movimiento de los primeros es el causante de las principales estructuras (dúplex direccionales, pliegues forzados paralelos y monoclinales forzados paralelos), mientras que los segundos apenas producen deformaciones. Las fases compresivas comienzan con una dirección de acortamiento N60E de escaso reflejo en la estructura; siguen direcciones de acortamiento N150E y N-S que, por este orden, determinan la macroestructura de la zona en dos pulsos diferentes, en el Eoceno-Oligoceno (Paleógeno) y Mioceno Inferior. Para terminar con una extensión prácticamente radial.

V. BIBLIOGRAFÍA

- ANGELIER, J. Y MECHLER, P. (1977). Sur le méthode grafique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en sémologie: la méthode des diédres droits. *Bull. Soc. Géol. France* (7), 19, pp:1309-1318.
- CAPOTE, R.; DIAZ, M.; GABALDON, V.; GOMEZ, J.J.; SANCHEZ DE LA TORRE, L.; RUIZ, P.; ROSELL, J.; SOPEÑA, A. y YEBENES, A. (1982). Evolución sedimentológica del Ciclo Alpino en el tercio noroccidental de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. 2 vol. I.T.G.E. *Temas geológico-mineros*, 240 pp.
- DE VICENTE MUÑOZ, G. (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 333 págs.
- DE VICENTE MUÑOZ, G.; MUÑOZ, A. Y GINER, J. L. (1992). El uso del método de los Diedros Rectos: Implicaciones a partir del Modelo de Deslizamiento de análisis poblacional de fallas. *Rev. Soc. Geol. España*, 5,(3-4), pp:7-19.
- ETCHECOPAR, A. (1984). *Etude des états de contraintes en tectonique cassante et simulations de déformations plastiques (approche mathématique)*. Thèse d'Etat, USTL Montpellier, 269 págs.
- ETCHECOPAR, A.; VASSEUR, G. Y DAIGNERES, M. (1981). An inverse problem in microtectonics for the determinations of stress tensor from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.*, 3, pp:51-65.
- HARDING, T. P., VIERBUCHEM, R. C. Y CRISTIE-BLICK, N. (1985). *Structural styles, plate-tectonic setting, and hidrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench faults*. En: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. Soc. Econ. Pale. Mine. N°37, pp:51-77.
- I.G.M.E. (1981). Mapa y memoria explicativa de la Hoja nº 513 (Zaorejas) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.
- PEGORARO, O. (1972). *Application de la microtectonique á un étude de néotectonique. Le Golfe meliaque (Grèce centrale)*. Thèse Illeme cycle, USTL Montpellier, 41 pags.
- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill, New York, 568 pp.

Recibido: 28-III-94

Aceptado: 5-IV-94