

ETAPAS DE FALLAMIENTO NEOGENAS EN LA MITAD OCCIDENTAL DE LA DEPRESION DE UGIJAR (CORDILLERAS BATICAS)

J. Galindo-Zaldívar (*)

RESUMEN

Se analiza la estructura de la mitad occidental de la Depresión de Ugijar, individualizándose las etapas de fallamiento intramiocenas y posteriores.

Se ha confirmado que el contacto actual entre Nevado-Filábrides y Alpujarrides es una falla de bajo ángulo transtensiva dextra (Falla de Mecina). A partir de las deformaciones asociadas que se producen en los Nevado-Filábrides (clivaje de crenulación extensional, cataclasitas y pliegues) se determina el movimiento del bloque de techo hacia el SW-SSW.

Como estructuras posteriores se concluye una secuencia con las siguientes etapas: pliegues de eje ENE, fallas normales dexas de dirección E a ENE, fallas inversas y cabalgamientos con un desplazamiento del bloque de techo al SE y posteriormente hacia el E, pliegues de eje ENE, fallas normales dexas de dirección E a ENE, y, finalmente, otras fallas de pequeño salto con dirección N a NW. El cabalgamiento (thrust) principal tiene rampas y rellanos y genera roca de falla que pueden alcanzar el decámetro de espesor. Las intersecciones de cabalgamientos y fallas normales dexas anteriores y posteriores a ellos forman una zona de escamas compleja en el borde N de la Depresión.

Se proponen dos hipótesis para explicar las etapas de fallamiento. En la primera, la sucesión de estructuras resultaría de una evolución dinámica con cambio posicional de los esfuerzos. En la segunda, de carácter geométrico, la sucesión de estructuras sería consecuencia de rejuegos transtensivos dextros y de salto en dirección según posibles convexidades de la Falla de Mecina.

PALABRAS CLAVE: Fallamiento, cabalgamiento, fallas normales de bajo ángulo, Cordilleras Béticas.

ABSTRACT

The geological structure of the western half of the Ugijar Depression has been studied and the faulting of the intramiocene and later times is described in detail.

The present contact zone between the Nevado-Filábrides and the Alpujarrides units (the Mecina Fault) is shown to be a shallow-angled, dextral, transtensive fault. It can be determined from the associated rock deformations in the Nevado-Filábrides, such as extensional crenulation cleavage, cataclasites and folding, that the upper block is moving towards SW-SSW.

As far as the later structures are concerned the following stages have been distinguished: firstly, folding with an ENE axis, followed by normal dextral faults trending E to ENE, then reverse faults and thrusts with the upper block moving firstly towards the SE and then to the E, folding with an ENE axis, normal dextral faults trending E to ENE, and finally the appearance of other small faults trending N to NW. The principal thrust shows ramps and flats and gives rise to fault rocks which may attain some ten metres in thickness. The intersections between thrust and normal dextral faults, which occurred before and after these, form a complex zone of slices at the northern border of the Depression.

Two hypotheses are proposed in order to explain the different stages of faulting. In the first, the structures might be the result of a dynamic evolution including a positional alteration in the stresses. In the second, which is geometrical in character, the structures may well be due to dextral, transtensive and strike-slip displacements along the convexities of the Mecina Fault.

KEY WORDS: Faulting, thrust, low angle normal faults, Betic Cordilleras.

(*) Departamento de Geomorfología y Geotectónica. Facultad de Ciencias, Universidad de Granada.

Introducción

La Depresión de Ugíjar, rellena de formaciones neógenas y cuaternarias, está situada dentro de las Zonas Internas Béticas, en la parte sureste de la provincia de Granada. Forma parte de una alineación de depresiones llamada Corredor de las Alpujarras (Sanz de Galdeano *et al.*, 1984), flanqueada al norte por las Unidades nevado-filábrides y alpujárrides de la vertiente meridional de Sierra Nevada y, al sur, por los Alpujárrides de las Sierras de Lújar, Contraviesa y Gádor, localmente recubiertos por sedimentos comparables a los de relleno de las depresiones (fig. 1).

molita, anfibolitas y gneises moscovíticos (Manto del Mulhacén).

Las formaciones en los distintos mantos alpujárrides son semejantes. Una sucesión alpujárride completa consta de cuatro formaciones. La formación basal está constituida por una alternancia de esquistos, micaesquistos con frecuencia grafitosos y cuarzomicaesquistos. Sobre ésta se sitúa una formación más cuarcítica. Las dos formaciones inferiores sólo existen en el área en el Manto de Murtas, que es el más alto. Se han agrupado en el mapa geológico. La formación suprayacente se compone de filitas y cuarcitas con eventuales intercalaciones de calcoesquistos y yeso. La formación superior está

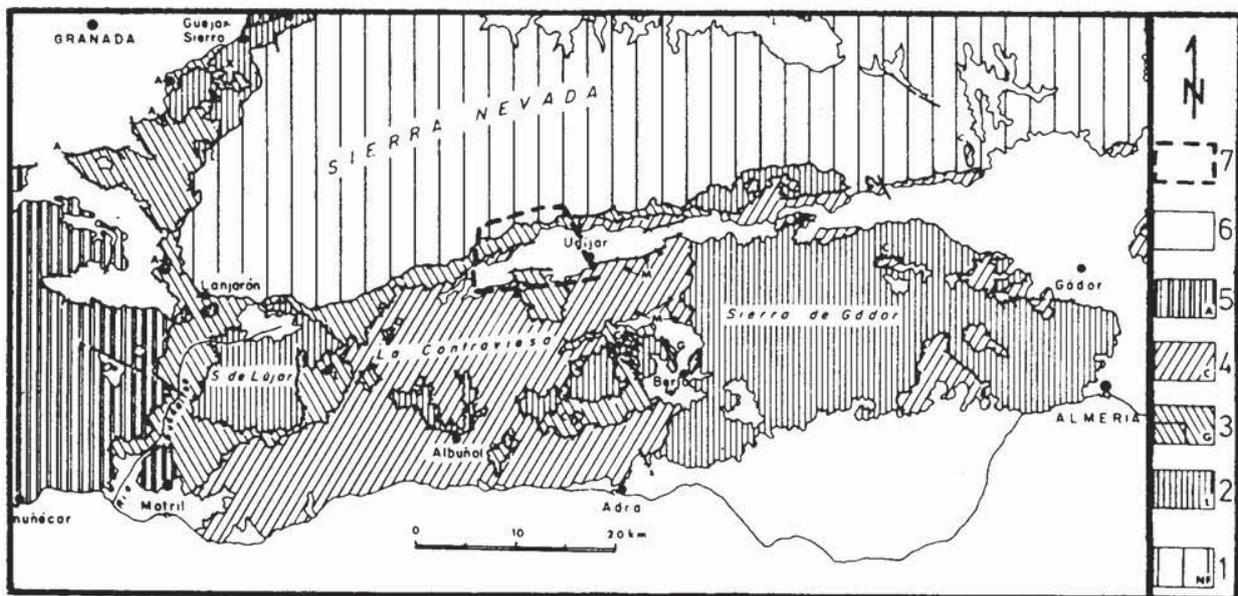


Fig. 1.—Localización del área de estudio. 1: Nevado-Filábrides. 2, 3, 4, 5: Alpujárrides. 2: Grupo de Lújar. 3: Grupo Guadalfeo (punteado subgrupo Alfaguara). 4: Grupo de la Contraviesa. 5: Grupo de la Almirajara. 6: Materiales post-mantos. 7: Área de estudio. Tomado de Aldaya *et al.* (1982).

Información general sobre la geología del sector se encuentra en Aldaya *et al.* (1983); puede complementarse con, entre otros: Aldaya (1969), Puga (1971) y Orozco (1972) para Alpujárrides y Nevado-Filábrides, Rodríguez-Fernández (1982), González-Donoso *et al.* (1983), López-Garrido *et al.* (1984) y Sanz de Galdeano *et al.* (*in litt.*) para formaciones neógenas y cuaternarias, y Sanz de Galdeano *et al.* (1985, en prensa) y Galindo-Zaldivar (1985) sobre fracturación y estructura de la Depresión de Ugíjar.

Los Nevado-Filábrides están constituidos por micaesquistos grafitosos, micacitas y cuarcitas micáceas (Manto del Veleta) y, por encima, micaesquistos feldespáticos con anfíbol, micaesquistos con distena y cloritoide y algunos lentejones de mármoles con tre-

constituida por dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcoesquistos. (Cf. Aldaya *et al.*, 1982).

En los materiales neógenos se distinguen dos conjuntos. Un conjunto inferior con materiales del Mioceno superior, formado por tres unidades que, de abajo a arriba, son: a) conglomerados basales (¿Mioceno medio?); b) margas, limos, areniscas y calcarenitas con cambio de facies hacia el norte a conglomerados con cemento y matriz carbonatados; c) conglomerados con matriz lutítica, areniscas y arcillas. Un conjunto superior formado por materiales conglomeráticos continentales suele estar discordante sobre los términos anteriores (¿Plioceno?-¿Cuaternario?).

Sobre todos los materiales anteriores se disponen

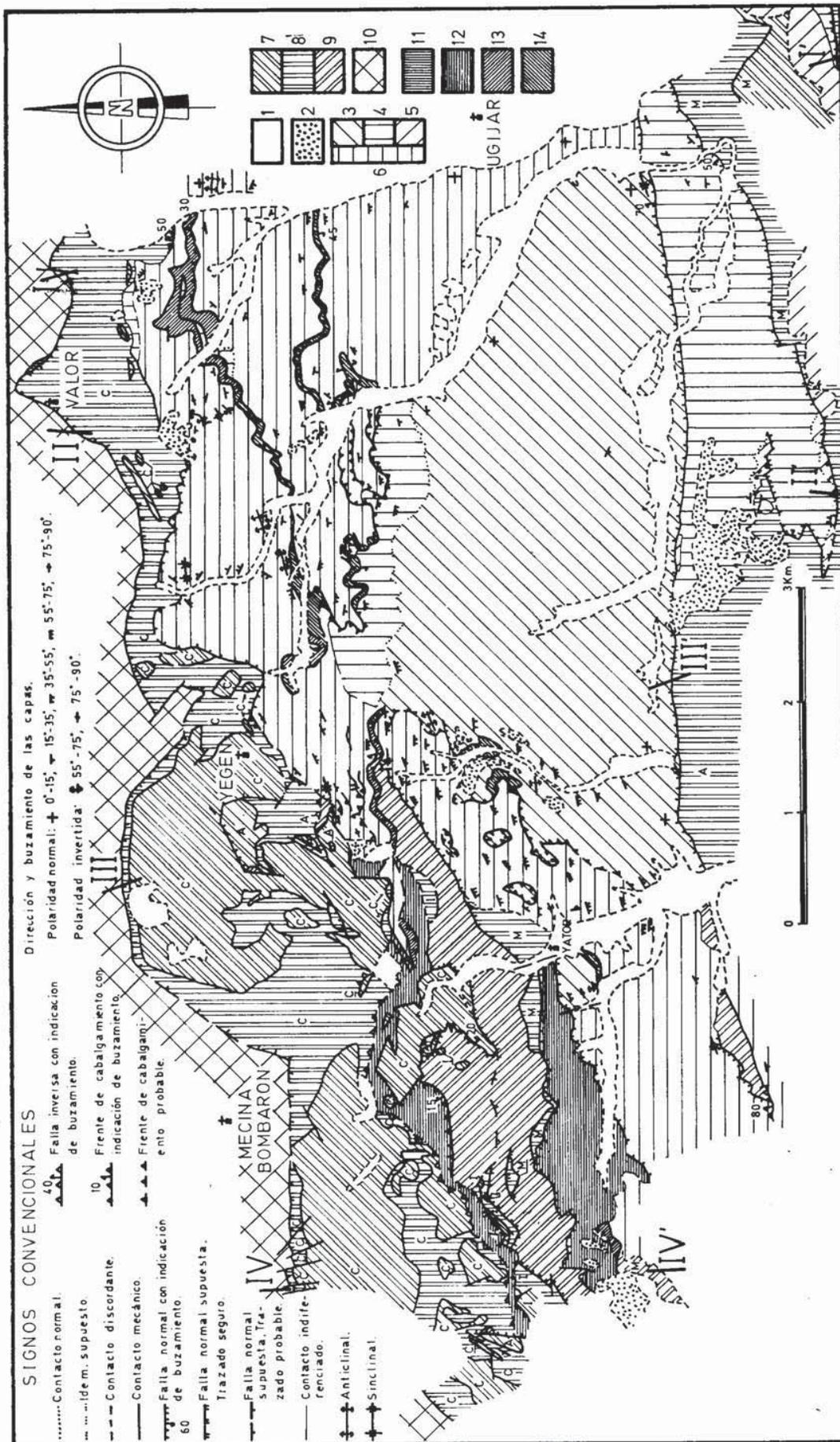


Fig. 2.—Mapa geológico del área situada entre Ugijar, Cadiar, Mecina Bombarón y Valor. 1: Materiales cuaternarios. 2: Conglomerados continentales discordantes (¿Plioceno?; Cuaternario?). 3: Conglomerados, arcillas y limos (Mioceno sup.). 4: Conglomerados con cemento y matriz carbonatados, calcarenitas, areniscas y margas (Mioceno sup.). 5: Conglomerados basales (¿Serravallense?; Mioceno sup.). 6: Términos 3, 4 y 5 indiferenciados. 7, 8 y 9: Alpujarrides. C: Manto de Cástaras. A: Manto de Alcázar. M: Manto de Múrtas. 7: Dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcosquistos. 8: Filitas y cuarcitas. Localmente calcosquistos y yeso. 9: Cuarzitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micasquistos granatíferos. 10: Nevado-Filábrides. Micasquistos feldespáticos con anfibol y micaesquistos con distena y cloritoide. Localmente mármoles con tremolita. 11: Nivel carbonatado tectonizado. 12: Nivel de intensa tectonización en materiales alpujarrides. 13: Cataclasitas procedentes de materiales alpujarrides y terciarios. 14: Cataclasitas procedentes de materiales terciarios.

discordantes los depósitos cuaternarios. Un mapa geológico, simplificado a partir de un original a escala 1:25.000, se encuentra en la figura 2. La figura 3 corresponde a los cortes geológicos señalados en el mapa.

Diversas estructuras, especialmente bien desarrolladas en los materiales nevado-filábrides, se asocian a la Falla de Mecina. Las más significativas son clivaje de crenulación extensional, pliegues asimétricos y microfallas contractivas y extensivas, junto con fo-

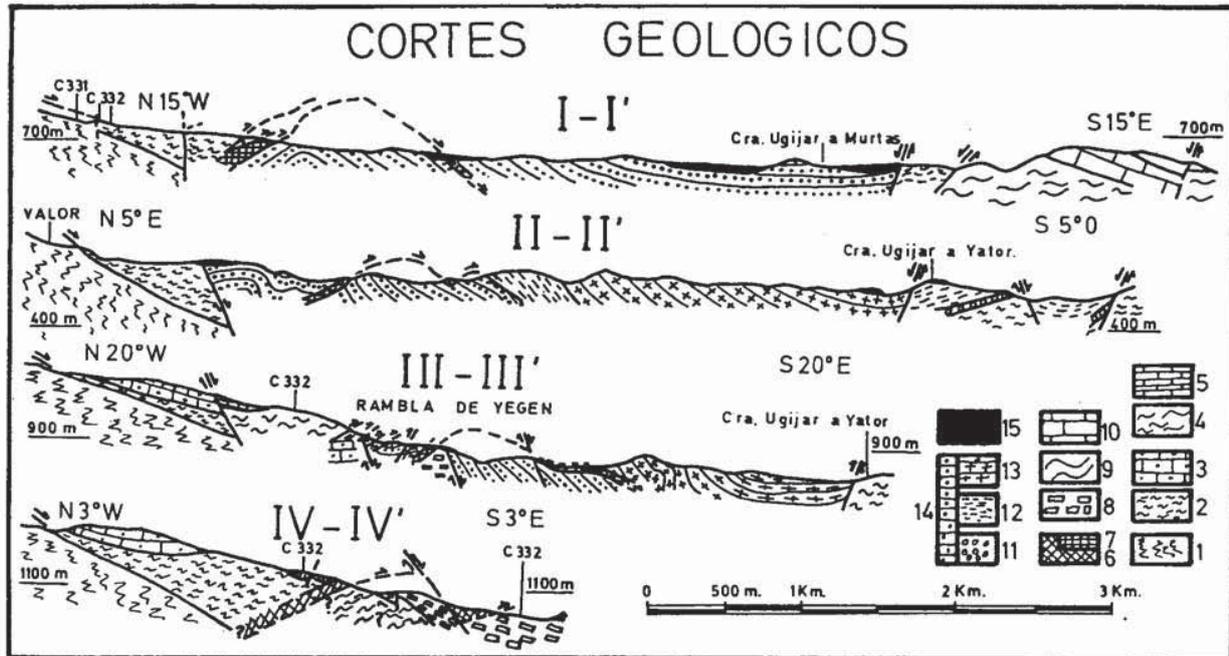


Fig. 3.—Cortes geológicos. Están indicados en el mapa geológico.—1: Nevado-Filábride. (Micaesquistos feldespáticos con anfíbol y micaesquistos con distena y cloritoide). 2: Filitas y cuarcitas. Localmente calcoesquistos y yeso. (Manto de Cástaras). 3: Dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcoesquistos. (Manto de Alcázar). 4: Filitas y cuarcitas. Localmente calcoesquistos y yeso. (Manto de Alcázar). 5: Dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcoesquistos. (Manto de Alcázar). 6: Nivel de intensa tectonización en materiales alpujárrides. 7: Cataclasitas procedentes de materiales alpujárrides y/o terciarios. 8: Cuarcitas y esquistos cuarcíticos con biotita. Micaesquistos granatíferos. (Manto de Múrtas). 9: Filitas y cuarcitas. Localmente calcoesquistos y yeso. (Manto de Múrtas). 10: Dolomías, calizas recristalizadas y localmente calcoesquistos. (Manto de Múrtas). 11: Conglomerados basales (¿Serrapallense?-Mioceno sup.). 12: Conglomerados con cemento y matriz carbonatada, calcarenitas, areniscas y margas (Mioceno sup.). 13: Conglomerados arcillas y limos. (Mioceno sup.). 14: Términos 11, 12 y 13 indiferenciados. 15: Conglomerados discordantes (¿Plioceno?-¿Cuaternario?) y materiales cuaternarios.

La falla de Mecina como contacto entre Alpujárrides y Nevado-Filábrides

El contacto actual entre los materiales nevado-filábrides y alpujárrides es una falla en el área estudiada. Se trata de una parte de la falla de bajo ángulo, transtensiva y dextra, posterior a la colocación de los Mantos Alpujárrides sobre los Nevado-Filábrides, que ha sido denominada por Aldaya *et al.* (1984) Falla de Mecina. Más al este de la Depresión de Ugijar, hacia Gérgal, está fosilizada por materiales neógenos. La falla tiene una dirección media N 70° E y buzamiento comprendido entre 20° y 30° al sureste en el área de Ugijar.

liaciones y estructuras cataclásticas. En conjunto, estas estructuras indican desplazamiento hacia el SW-SSW del bloque de techo de la Falla de Mecina, precisamente el bloque en que se sitúan los Mantos

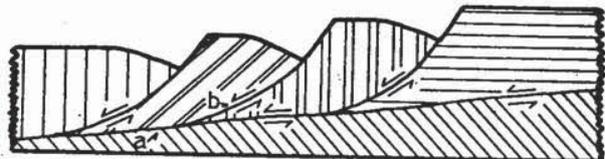


Fig. 4.—Posible interpretación de la Falla de Mecina. a: Como falla normal de bajo ángulo no rotacional. b: Como un segmento bajo de una falla lítrica. (Véase texto).

Alpujárrides. Por tanto, la Falla de Mecina es una falla de bajo ángulo, transtensiva dextra cuyo pequeño buzamiento permite interpretarla como una falla normal de bajo ángulo no rotacional en el sentido de Wernicke (1982) (a, fig. 4) o una falla listrica de la que sólo aflora un segmento relativamente bajo (b, fig. 4).

Clivaje de crenulación extensional

Fue descrito por Platt y Vissers (1980), quienes lo relacionaron con la colocación de los Mantos Alpujárrides y la milonitización acompañante, aunque sin correspondencia con el sentido de traslación y transporte. El clivaje de crenulación extensional forma parte de unas estructuras de tipo C-S en las cuales la superficie S es previa a los planos C; en este caso S es la foliación principal visible en los materiales nevado-filábrides.

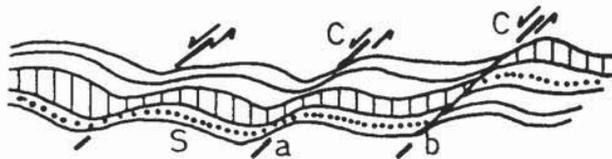


Fig. 5.—Clivaje de crenulación extensional. S: Foliación principal previa. C: Bandas de cizalla (a) o microfractura (b).

Estas estructuras sigmoidales (fig. 5) han sido utilizadas para conocer la dirección y sentido del movimiento. Existen dos juegos de clivaje de crenulación extensional con planos de cizalla simétricos:

- En el más frecuente, correspondiente a los planos que se llamarán Cn, el bloque de techo se desplaza hacia el suroeste, en el mismo sentido en que buza Cn cuando no está plegado.
- En el conjugado, correspondiente a los planos Cc, el desplazamiento del bloque de techo ocurre hacia el noreste, coincidiendo con el sentido de buzamiento de Cc.

En la figura 6 se representan los contornos de densidad de los polos de los planos Cn y Cc del clivaje de crenulación extensional. Aparecen máximos bien marcados que corresponden al plano de dirección N 112° E y buzamiento 45° SW con el 24,5% por 1% de área, para los planos Cn y el plano de dirección N 135° E y buzamiento de 35° NE con el 22,9% por 1% de área, para los planos Cc. A partir de estos datos puede determinarse la posición media de los ejes del elipsoide de deformación. El eje Y que coincide con la intersección de los planos Cc y Cn buza 10° en sentido N 120° E. El eje Z, perpendicu-

lar al Y, está comprendido en el plano bisector del ángulo obtuso que forman los planos Cn y Cc.

Por tanto, el desplazamiento a lo largo de la superficie de Falla de Mecina, según estas estructuras, es hacia N 210° E para el bloque de techo. Este desplazamiento es congruente con el establecido por Aldaya *et al.* (1984) a partir de la medida de estrías.

Pliegues asimétricos

La estructura anterior está afectada por pliegues posteriores. Los ejes de estos pliegues tienen direcciones comprendidas entre N 100° E y N 160° E, y son subparalelas a las direcciones de las superficies Cn en cada sector. También se observan pliegues en niveles más cuarzosos, en los cuales no se ha formado el clivaje de crenulación extensional. Estos pliegues son de tipo isopaco y tienen la misma orientación que los anteriores. Su vergencia es hacia el suroeste.

Rocas de falla

Existen de dos tipos: unas son cataclasitas, a veces foliadas en el sentido de Chester *et al.* (1985), y otras son «harinas de falla» o «brechas de falla» de acuerdo con Higgins (1971) y Sibson (1977). Unas y otras aparecen asociadas a fallas extensionales, dentro de las unidades nevado-filábrides, de dirección media N 120° E y buzamientos tanto al noreste como al suroeste, con componente de salto vertical importante. En general, poseen grietas rellenas de albita. Cuando se hallan deformadas por cataclasis

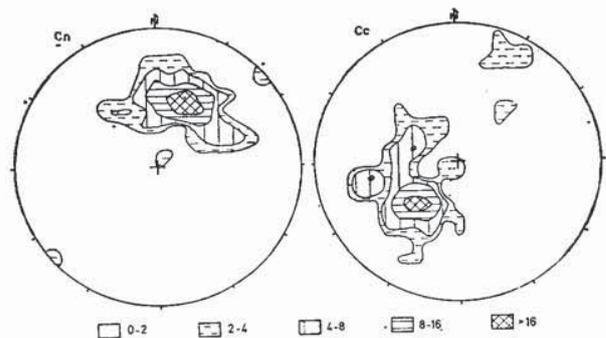


Fig. 6.—Contornos de densidad de los polos de los planos Cn y Cc del clivaje de crenulación extensional. Falsilla de Schmidt, hemisferio inferior. Planos Cn: 49 medidas. Planos Cc: 35 medidas.

posterior se observan al microscopio fragmentos de la roca de caja y de cristales de albita con bordes angulosos y extinciones ondulantes.

Al este de Válor, y en relación con la Falla de Mecina, existe una roca de falla de naturaleza quizá

milonítica, de matriz carbonatada y clastos de materiales alpujárrides y nevado-filábrides. El afloramiento es reducido y las condiciones de observación deficientes.

La zona de escamas tardía en los alpujárrides

En el borde meridional de la Depresión de Ugíjar se conserva casi intacta la geometría de superposición entre los distintos Mantos Alpujárrides, es decir, se encuentra el Manto de Murtas superpuesto al de Alcázar (cf. fig. 1).

Por el contrario, en el borde septentrional existe una zona de escamas (Aldaya *et al.*, 1983) en donde se altera el orden habitual de superposición de los mantos. Observaciones microestructurales y del propio mapa geológico (fig. 2) permiten establecer la historia deformacional de la zona de escamas. Cabalgamientos con desplazamiento del bloque de techo hacia el sureste (y más tarde hacia el este) se superponen a fallas normales dexas de dirección ENE y buzamiento al sur. A su vez, el cabalgamiento principal está afectado por una falla normal dextra de dirección este-oeste y buzamiento al sur; en la prolongación dentro de términos miocenos del cabalgamiento principal, en los alrededores de la Rambla de Yegen, lo cortan otras fallas normales dexas. En algún otro caso se han encontrado fallas también dexas, en apariencia antitéticas del juego referido en último lugar.

Un aspecto de la estructura de la zona de escamas se tiene en el corte IV-IV' en la figura 3.

En todos los sistemas de fallas mencionados se generan rocas de falla: harinas de falla (fault gouge), brechas de falla y cataclasitas que a veces pueden estar foliadas. En el caso de los cabalgamientos las rocas de falla pueden superar la decena de metros de potencia. Se han diferenciado en el mapa las bandas de roca de falla de mayor espesor (término 12, fig. 2).

Contacto entre los materiales neógenos y alpujárrides

En general, el contacto entre los materiales neógenos y alpujárrides es un contacto mecánico. En el borde norte la discordancia original entre unos y otros materiales únicamente es apreciable en un reducido afloramiento al norte de Yátor. Al sur de la Depresión, los conglomerados basales de la sucesión miocena son discordantes sobre los mantos de Alcázar y Murtas. Lo mismo puede decirse de las margas amarillas del Mioceno superior (término 4 de la leyenda del mapa de la figura 2).

Los contactos mecánicos del borde sur corresponden a fallas normales dexas de dirección entre este y ENE con buzamientos al norte, pero al suroeste

de Yátor el contacto de falla es subvertical y el bloque levantado es el septentrional. En el borde norte y noroeste, las fallas son también normales dexas de dirección entre este y noreste y buzamiento al SSE, variando sus valores al ser los planos

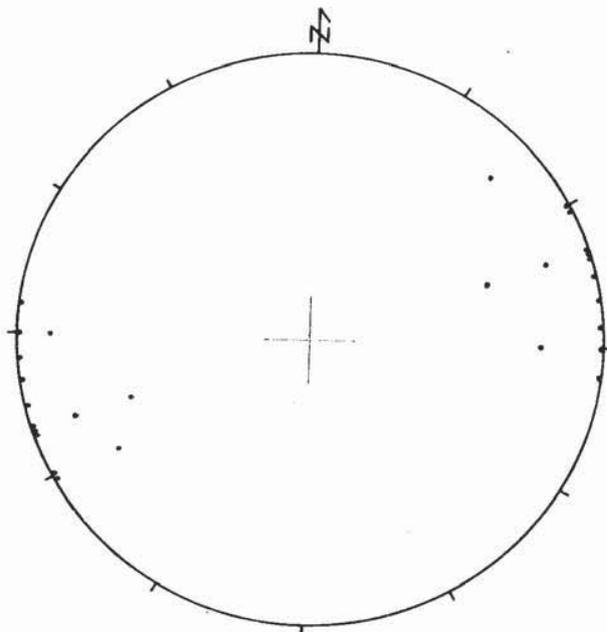


Fig. 7.—Ejes de pliegues en materiales del Terciario. Falsilla de Wulff, hemisferio inferior.

de falla alabeados. Son cortadas por fallas inversas con buzamientos hacia el norte o subhorizontales que superponen los materiales alpujárrides a los neógenos.

Estructura de los materiales neógenos

Diversas estructuras se suceden y han quedado registradas en los materiales neógenos: pliegues 1, fallas normales dexas 1, cabalgamientos, fallas inversas y pliegues asociados, pliegues 2, fallas normales dexas 2 y otras fallas.

Los pliegues 1 se localizan fundamentalmente en el borde septentrional de la Depresión. Son isopacos y de tamaño decamétrico. La figura 7 recoge la orientación de sus ejes; la dirección media es ENE y suelen ser subhorizontales y vergentes hacia el SSE.

Estos pliegues están cortados, como puede observarse al sur de Yegen, por las fallas 1, que en el borde norte de la Depresión ponen en contacto materiales alpujárrides y neógenos. Son fallas normales dexas de dirección noreste y buzamiento hacia el sureste.

El cabalgamiento principal y las fallas inversas son posteriores.

En el mapa geológico se constata que el cabalgamiento principal es la continuación del que se describió en los materiales alpujárrides. Se extiende a casi toda la Depresión. Su «facing» (Lisle, 1985) es casi siempre hacia el SSE o el NNW en la parte septentrional de la Depresión; esto es debido a que corta a pliegues previos (fig. 2). En la parte central

ter *et al.* (*in litt.*). En particular la dirección ha sido deducida a partir de cizallas menores.

La orientación de tales estructuras puede variar en un mismo afloramiento. Esto es debido a la presencia de clastos causantes de una deformación heterogénea en las rocas de falla. También hay cambios de inclinación en la dirección de movimiento,

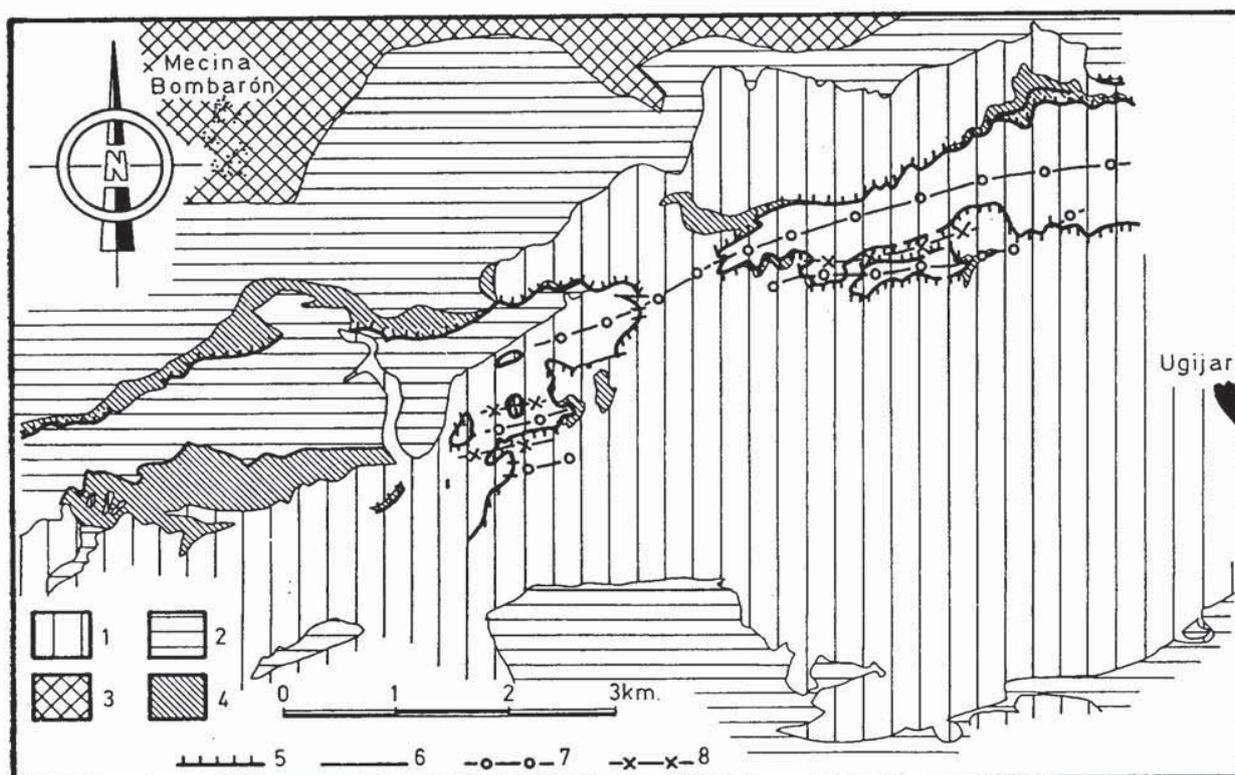


Fig. 8.—Trazado de la superficie de cabalgamiento. 1: Neógeno y Cuaternario. 2: Alpujárrides. 3: Nevado-Filábrides. 4: Zonas de elevada tectonización. 5: Cabalgamiento con sentido de buzamiento. 6: Fallas que afectan a la superficie de cabalgamiento. 7: Traza axial de antifórme. 8: Traza axial de sinfórme.

de la Depresión el «facing» es neutro o hacia el SSE porque el cabalgamiento consta de rellanos y rampas. Algunos de los pliegues observados en materiales terciarios pueden haberse formado en razón de la geometría del cabalgamiento.

Las rocas de falla asociada 5 a los cabalgamientos y fallas inversas pueden alcanzar el decámetro de potencia en algunos sectores. Son harinas de falla, brechas de falla, cataclásitas (ya que a veces presentan una cierta cohesión primaria) según las clasificaciones de Higgins (1971) y Sibson (1977). Otras son cataclásitas foliadas en el sentido de Chester *et al.* (1985). Las direcciones y sentido de movimiento se han determinado a partir de las estructuras desarrolladas en las rocas de falla, de acuerdo con los criterios propuestos por Blés y Feuga (1981) y Rut-

lo que es debido a rotación de las cizallas por pliegues que se generan en el estadio final del proceso que da lugar a las mismas.

A partir del estudio sistemático de estas estructuras se han puesto de manifiesto dos direcciones de movimiento sucesivas para los cabalgamientos. Una primera de dirección noroeste-sureste y sentido hacia el sureste, y otra, posterior, de dirección este-oeste y sentido hacia el este.

La superficie de cabalgamiento principal tiene una longitud mínima en dirección sureste de tres kilómetros. La longitud en dirección este es superior a los 10 kilómetros y rebasa los límites del área. El salto total no se puede cuantificar al no existir marcadores. La superposición hacia el sureste de la roca de falla procedente de materiales alpujárrides sobre

términos terciarios, es de pocos centenares de metros, tal como se observa al sur de Yegen. Es el salto mínimo en esta dirección.

Los pliegues 2, posteriores a los cabalgamientos, tienen ejes subhorizontales de dirección ENE. Son, en general, de gran radio. Pliegan a los materiales terciarios y al cabalgamiento principal. Hacen que el buzamiento medio del cabalgamiento principal sea hacia el SSE en la zona central de la depresión. En las figuras 8 y 3 se ha representado la geometría de dicho cabalgamiento en planta y en corte. La figura 9 representa una interpretación probable de la estructura anticlinal que se aprecia en el corte I-I' (fig. 3): una rampa y dos rellanos del cabalgamiento se han plegado junto con las capas en el anticlinal.



Fig. 9.—Interpretación de un segmento del corte geológico I-P. A: Estructura actual. Se señala con menor grosor la parte erosionada. B: Pliegue restituido. El cabalgamiento tiene una rampa y dos rellanos.

Todas las estructuras anteriores están afectadas por fallas de dirección este y ENE normales dexas con buzamientos hacia el norte y hacia el sur.

Finalmente, existen fallas de direcciones entre norte y noroeste con pequeño salto de componente normal.

Discusión y conclusiones

La sucesión de las estructuras enumeradas es la siguiente:

1. Falla de Mecina (N 70° E, 20-30° SE).
2. Pliegues de ejes ENE, subhorizontales, observados en materiales terciarios.
3. Fallas normales dexas de dirección este a ENE y buzamientos al sur-sureste.
4. Fallas inversas y cabalgamientos con pliegues asociados.
5. Pliegues de ejes ENE, subhorizontales, que afectan al cabalgamiento principal y a materiales terciarios.
6. Fallas normales dexas de dirección este a ENE y buzamientos preferentemente al sur.
7. Otras fallas de pequeño salto.

Para explicar tal sucesión de estructuras se proponen dos hipótesis, sin que se tengan criterios para

rechazar una u otra a partir de los datos del área estudiada.

La primera hipótesis admite la variación del elipsoide de esfuerzos en el tiempo de forma que rote hasta posiciones congruentes con la formación de cada una de las estructuras anteriormente mencionadas (fig. 10). Esta hipótesis es comparable con la

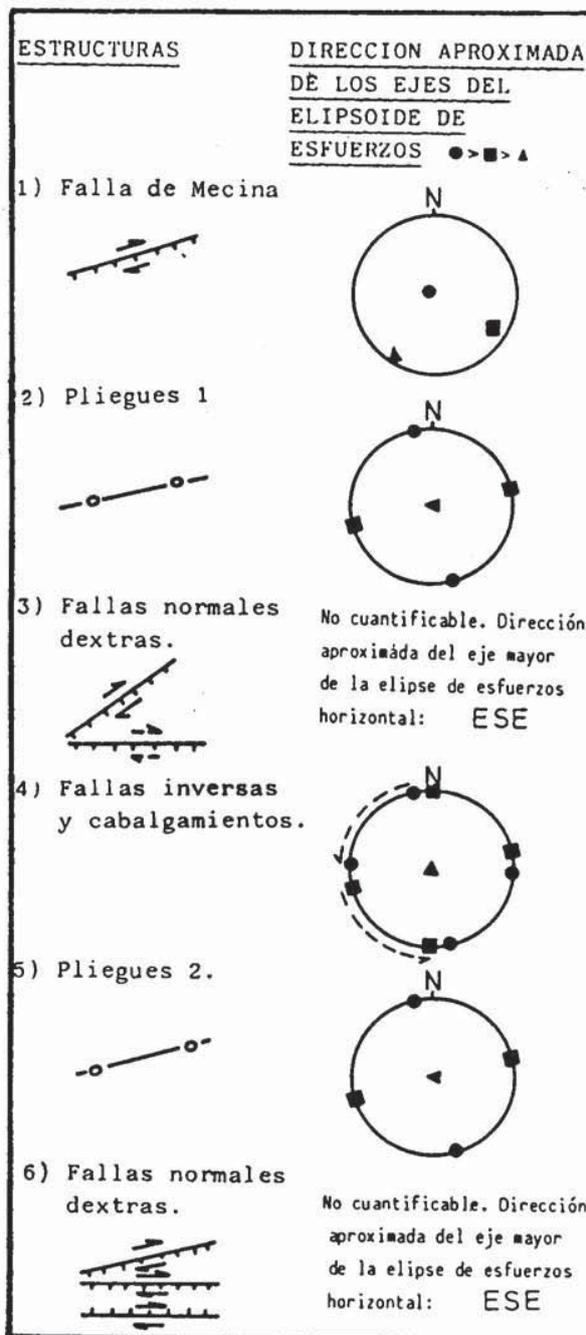


Fig. 10.—Rotación hipotética del elipsoide de esfuerzos en el tiempo.

que propone Ott d'Estevou (1985) para la zona de Almería a Alicante, situada al este de la Depresión de Ugíjar. El eje mayor de la elipse de esfuerzos en el plano horizontal tendría direcciones comprendidas entre NNW y oeste en todos los episodios, aunque la orientación y rotación del elipsoide de esfuerzos son, sin embargo, distintas para esta Depresión que las expuestas por el autor mencionado.

La segunda hipótesis supone la existencia de un régimen transensivo dextro para este área, y no

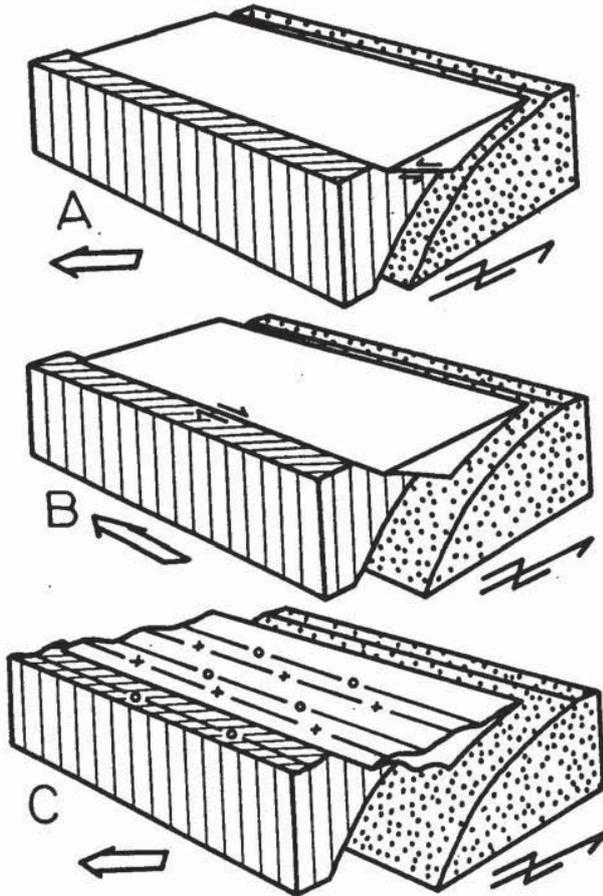


Fig. 11.—Génesis de las fallas inversas y cabalgamientos condicionada por la hipotética convexidad de la Falla de Mecina. A: Movimiento hacia el sureste del bloque de techo del cabalgamiento. B: Movimiento hacia el este del bloque de techo del cabalgamiento. C: Formación de los pliegues 2. (Los pliegues 1 se podrían haber generado a favor de un proceso similar).

necesariamente fuera de ella, en fallas de direcciones este y noreste con buzamientos hacia el norte y sur. El eje mayor de la elipse de esfuerzos en el plano horizontal tendría una dirección en torno a ESE. El eje mayor del elipsoide de esfuerzos sería subvertical en el área. En esta situación general pueden existir rejuegos de la Falla de Mecina o de otras

superficies de similar orientación dentro de los Nevado-Filábrides. La presencia de convexidades hacia el sur, cilíndricas, subhorizontales de dirección ENE, determinaría la formación de pliegues, fallas inversas y cabalgamientos con movimiento hacia el sureste del bloque de techo. El movimiento posterior del cabalgante hacia el este puede explicarse por el cambio del elipsoide de esfuerzos general hasta que las fallas de dirección ENE tuvieran salto en dirección dextro. Un régimen y mecanismo similares a los que produjeron los primeros pliegues y fallas pueden ser responsables de los pliegues posteriores y de las fallas normales dexas de dirección este a ENE y buzamientos al norte y al sur. Esta hipótesis está ilustrada en la figura 11.

En la primera hipótesis las estructuras se generan por la evolución dinámica de la posición y cuantía de los esfuerzos. La segunda propone una solución de tipo geométrico.

La sucesión de estructuras que aquí se ha establecido no tiene por qué ser válida para zonas distintas al área de estudio y no deben, por tanto, generalizarse estas fases compresivas y extensivas para otras áreas. Es necesario el estudio de un área más extensa para establecer el régimen general en la región.

Agradecimientos

El autor debe expresar su agradecimiento a los doctores González-Lodeiro, Aldaya y García-Dueñas, por las ideas y recomendaciones durante el trabajo de campo, así como al doctor Chacón por el resumen en inglés.

El trabajo ha sido realizado como parte del Proyecto 463 "Cinemática de los Mantos bético-rifeños...", financiado por la CAICYT y CSIC.

Bibliografía

- ALDAYA, F.
1969. *Los Mantos Alpujarrides al sur de Sierra Nevada*. Tesis, Univ. de Granada, 527 págs.
- ALDAYA, F.; GARCÍA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F.
1982. Los Mantos Alpujarrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujarrides. *Acta Geológica Hispánica. Homenaje a Lluís Solé i Sabaris*, 14, 154-166.
- ALDAYA, F.; BAENA, J. y EWERT, K.
1983. *Berja (1043). Mapa Geol. España, 1:50.000 (2.ª serie)*, IGME, 60 págs.
- ALDAYA, F.; CAMPOS, J.; GARCÍA-DUEÑAS, V.; GONZÁLEZ-LODEIRO, F. y OROZCO, M.
1984. El contacto Alpujarrides/Nevado-Filábrides en la vertiente Meridional de Sierra Nevada. Implicaciones Tectónicas. En: *El Borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. I.S.B.N.: 00-05776-7, 18-20.

- BLES, J. L. y FEUGA, B.
1981. La fracturation des roches. *Manuel et Methodes*. núm. 1, B.R.G.M., Orleans.
- CHESTER, F. M.; FRIEDMAN, M. y LOGAN, J. M.
1985. Foliated cataclases. *Tectonophysics*, 111, 139-146.
- GALINDO-ZALDIVAR, J.
1985. *Fallas compresivas y extensivas en la Depresión de Ugijar. Su relación con la Falla de Mecina*. Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, 86 págs.
- GONZÁLEZ-DONOSO, J. M.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.; ESTÉVEZ, A.; LINARES, D.; LÓPEZ-GARRIDO, A. C.; SANZ DE GALDEANO, C. y SERRANO, F.
1983. El Neógeno del borde SE de la Depresión de Granada y su conexión con el Corredor de Las Alpujarras. *X Congreso Nac. de Sedimentología, Menorca*, 5.33-5.34.
- HIGGINS, M. W.
1971. Cataclastic rocks. *U.S.G.S. Prof. Papers*, 687, 1-97.
- LISLE, R. J.
1985. The facing of faults. *Geol. Mag.*, 122, 249-251.
- LÓPEZ GARRIDO, A. C. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, J.
1984. El Neógeno del Corredor de Las Alpujarras. En: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*. I.S.B.N.: 00-05776-7, 73-74.
- OROZCO, M.
1972. *Los Alpujarrides en Sierra de Gádor occidental*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 379 págs.
- OTT D'ESTEVOU, P. y MONTENAT, C.
1985. Evolution structurale de la zone bétique orientale (Espagne) du Tortonien à l'Holocène. *C. A. Acad. Sc. Paris*, 300, ser. 2, 8, 363-368.
- PLATT, J. P. y VISSERS, R. L. M.
1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *J. of Struct. Geol.*, 2, 397-410.
- PUGA, E.
1971. *Investigaciones petrológicas en Sierra Nevada occidental (Cordilleras Béticas)*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 677 págs.
- RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.
1982. *El Mioceno en el sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 224 páginas.
- RUTTER, E. H.; MADDOCK, R. H.; HALL, S. H. y WHITE, S. M. *Comparative microstructures of natural and experimentally produced clay bearing fault gouges (in litt.)*.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ-GARRIDO, A. C.
1984. Geodynamic evolution of the Alpujarran Corridor (Betic Cordilleras, Spain). *Paleogeography and Geodynamics of the Perityrrhenian Area R. C. M.N.S. Interim Colloquium, Florenze*, 53-54.
- SANZ DE GALDEANO, C.; ESTÉVEZ, A.; LÓPEZ-GARRIDO, A. y RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J.
1984. La fracturación tardía al suroeste de Sierra Nevada. (Terminación occidental del Corredor de las Alpujarras, zona Bética). *Estudios geol.*, 40, 183-192.
- SANZ DE GALDEANO, C.; RODRÍGUEZ-FERNÁNDEZ, J. y LÓPEZ-GARRIDO, A. C.
A strike-slip fault Corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. Rundschau*. (en prensa).
Tectosedimentary evolution of the alpujarran Corridor (Betic Cordilleras, Spain) (*in litt.*).
- SIBSON, R. H.
1977. Fault rocks and fault mechanism. *J. geol. Soc. Lond*, 133, 191-213.
- WERNICKE, B. y BURCHFIELD, B. C.
1982. Modes of extensional tectonics. *J. Struct. Geol.*, 4 (2), 105-115.

Recibido el 5 de diciembre de 1985.
Aceptado el 30 de diciembre de 1985.