

## Tectónica de las sierras penibéticas de Abdalajís y de Huma (provincia de Málaga, España). Su relación con el contacto con la Zona Interna.

*Tectonics of the sierras of Abdalajís and Huma (Penibetic, province of Malaga, Spain). Its relation with the contact with the Internal Zone*

C. Sanz de Galdeano<sup>1</sup> y A.C. López Garrido<sup>1</sup>

### RESUMEN

El sector de las sierras de Abdalajís y de Huma forma parte del Penibético y su estructura corresponde a fallas dextrorsas de dirección aproximada N70°E. Son verticales o fuertemente buzantes, con componente inversa y vergencia predominante hacia el norte. Existen también grandes pliegues anticlinales y sinclinales, de varios kilómetros de longitud. Las abundantes estructuras menores permiten deducir una compresión dominante que tuvo dirección ONO-ESE y que fue rotando a la dirección NNO-SSE. Muchos de los flancos de los pliegues son verticales, particularmente en las proximidades del contacto con la Zona Interna, el cual, en este sector, es una gran falla dextrorsa vertical. La estructura del área estudiada está relacionada con la colisión lateral oblicua de la Zona Interna que se desplazaba al O. El movimiento entre ambos dominios provocó un desplazamiento relativo hacia el E del Penibético situado al N de la Zona Interna. No obstante el movimiento absoluto de los dos dominios fue hacia el O, si bien esa parte norte del Penibético lo hizo en menor grado.

**Palabras clave:** Cordillera Bética, Penibético, falla de desgarre, transcurrencia.

### ABSTRACT

The Sierra de Abdalajís – Huma sector is part of the Penibetic and its structure mainly corresponds to dextral strike-slip faults of approximate N70°E direction. These faults are vertical or strongly dipping, with predominantly northward reverse component. There are also large anticlinal and synclinal folds. From the study of minor structures, a main compression of WNW-ESE direction that was progressively rotated to a NNW-SSE direction can be deduced. Folds limbs are commonly vertical, especially near the contact with the Internal Zone, which in this sector is a major vertical dextral fault. The structure of the area is related to the lateral oblique collision of the Internal Zone, then moving to the west. The movement between the two domains caused a relative eastward displacement of the Penibetic situated to the north of the Internal Zone. However the absolute displacement of both domains was to the west, although the northern part of the Penibetic did to a lesser degree.

**Keywords:** Betic Cordillera, Penibetic, strike slip fault, transcurrence.

### Introducción

La colisión entre dominios geológicos provoca la formación de numerosas estructuras de muy diversos tamaños y características. En el caso al que se refiere el presente artículo las estructuras formadas están relacionadas con la colisión oblicua, transpre-

siva, entre las zonas Interna y Externa béticas. Su análisis permite interpretar la cinemática y la dinámica que se produjo durante la colisión. El área estudiada ocupa parte de ese sector del contacto entre las zonas Interna y Externa en las sierras de Huma y del Valle de Abdalajís en la provincia de Málaga (Fig. 1).

<sup>1</sup> Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (IACT) (CSIC- Univ. de Granada). Email: csanz@ugr.es, aclopez@ugr.es

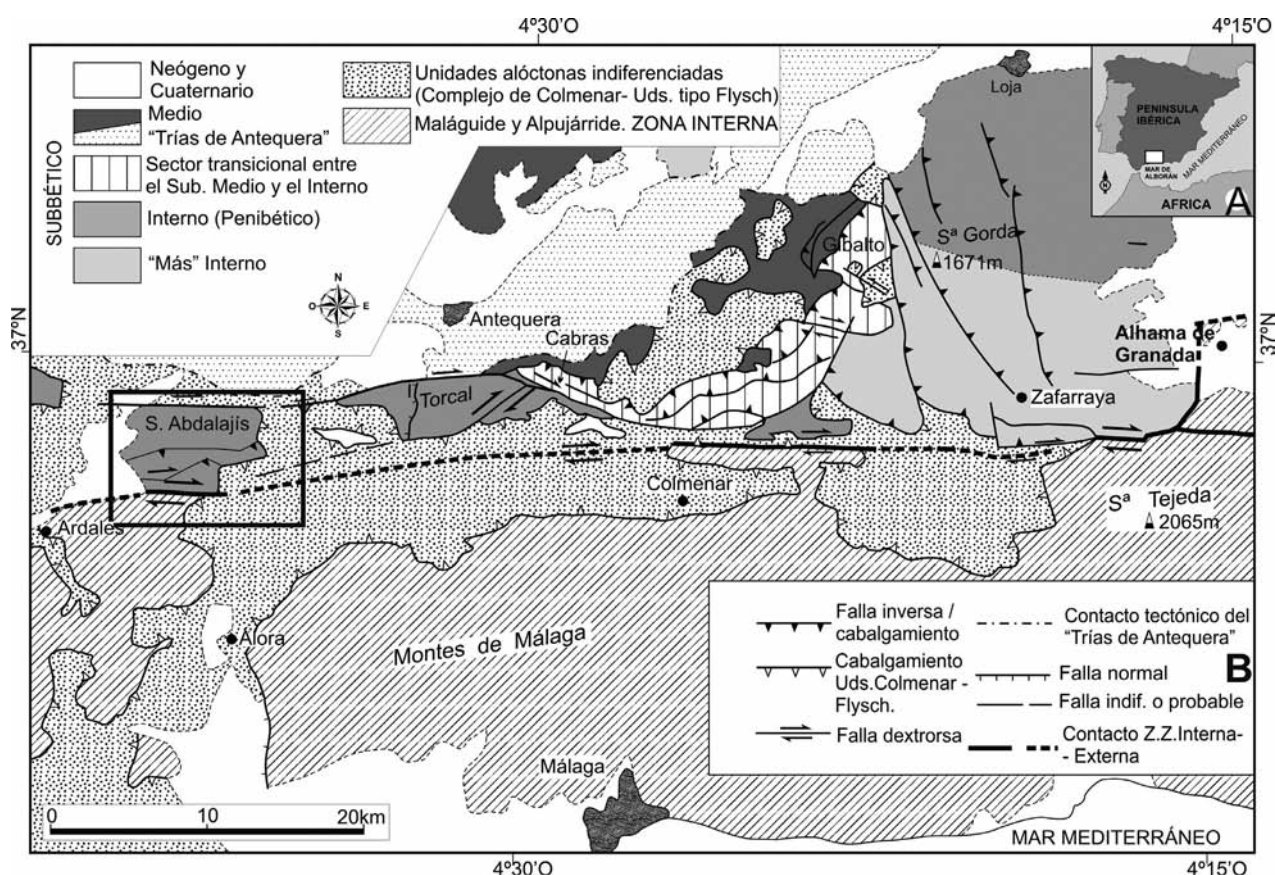


Fig. 1.—Situación geológica general del sector de Huma. Se señala la posición de la figura 2.

### Antecedentes

No existen análisis estructurales detallados previos del sector de la Sierra del Valle de Abdalajís y del área del pico Huma y del Chorro (sector de Huma en adelante). No obstante, son varios los trabajos que tratan de este sector, aunque incluido en un área más amplia. El más antiguo que conocemos es el de Blumenthal (1930) que describe tanto la Zona Externa como la Interna de la región próxima a Huma y el contacto entre ambas zonas. Este trabajo sirvió como fundamento primero para los posteriores que han tratado del sector.

Peyre (1974) estudia el área de Huma (lo llama Región del Chorro) y describe sus series estratigráficas, si bien, en nuestra opinión, distingue demasiadas unidades y subunidades. Esto "atomiza" la descripción y hace perder la perspectiva de los hechos geológicos esenciales que existen en este sector. También trata de las estructuras, en particular el contacto entre la Zona Interna y la Externa. La propia

estructura del sector de Huma queda solo esbozada. Y al igual que Blumenthal (1930) no se aporta nada en relación a una posible tectónica transcurrente.

Martín-Algarra (1987) realiza un estudio muy completo del Penibético y presenta un mapa del sector ahora estudiado que es bastante acertado, si bien no hace un especial énfasis en los aspectos tectónicos. Sin embargo, la interpretación de la estructura del conjunto del Penibético en relación con el empuje que sufrió por el avance hacia el oeste de la Zona Interna es muy acertada. Más adelante, Martín-Algarra *et al.* (2009 a y b) describen la estratigrafía y estructura del Maláguide en las proximidades de Ardales (al oeste del Chorro) y tratan también del contacto entre las zonas Interna y Externa en el sector de Huma. Señalan la existencia de fallas de desgarre E-O que afectan al Maláguide.

El mapa geológico de Ardales (Cano Medina, 1991) avanza en la cartografía del sector y los aspectos generales de los pliegues y fallas están bien descritos, aunque no todas las fallas que se

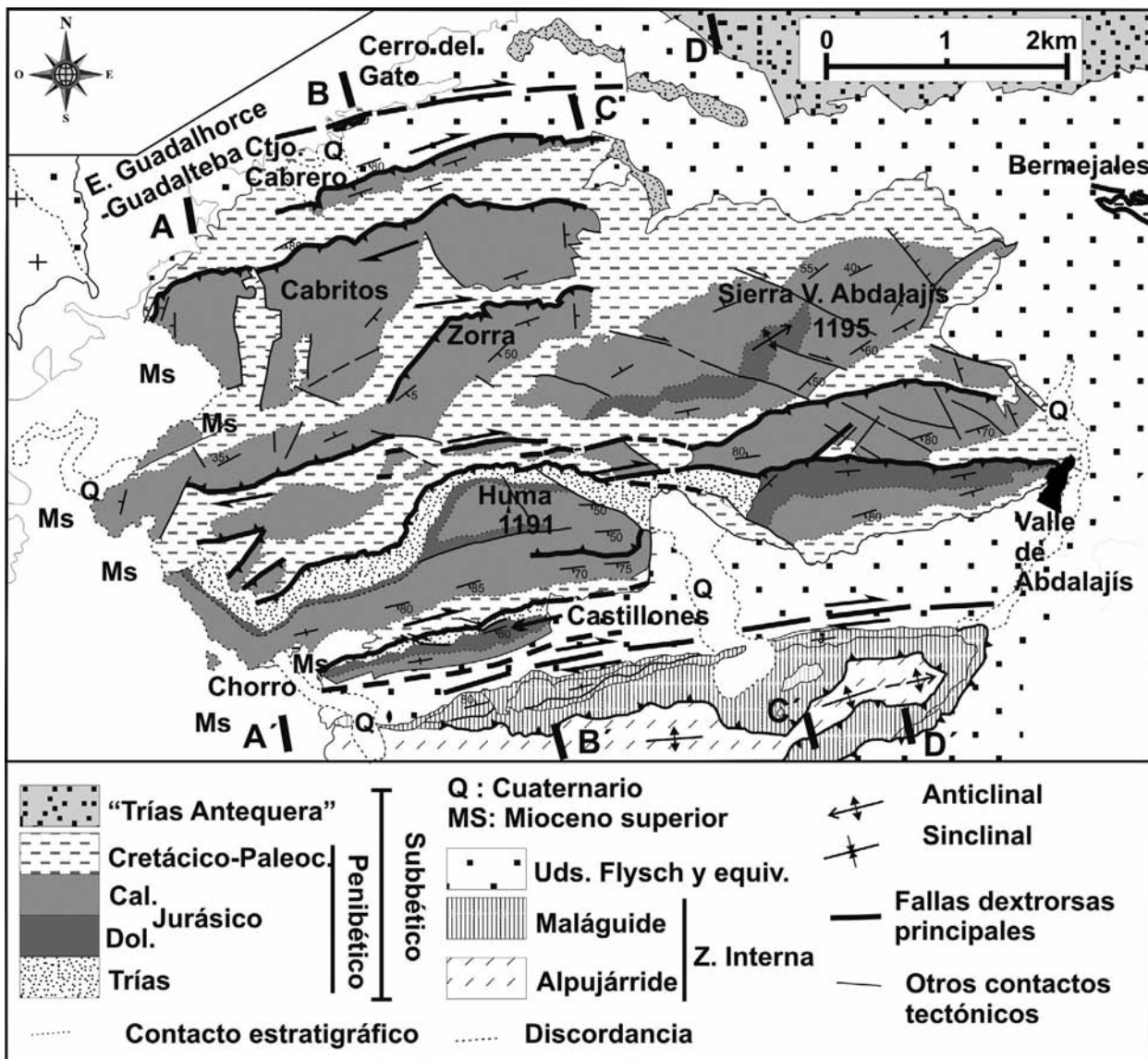


Fig. 2.—Esquema geológico del sector de Huma. Se muestra la posición de los cortes de la figura 3.

indican en ella existen y algunas existentes a nuestro juicio faltan. No se señalan aspectos relacionados con tectónica transcurrente y, dado el carácter del estudio, falta un análisis de estructuras menores.

Balanyá *et al.* (2008) resaltan la importancia de la tectónica transcurrente en la región, aunque tan solo presentan un mapa esquemático del sector de Huma. Muestran una falla normal NO-SE que en la parte occidental del sector debe separar el Mioceno superior del Penibético cuya existencia no hemos podido constatar. Lo que hemos observado en diversos puntos es un simple contacto discordante formado sobre un fuerte relieve previo.

Crespo-Blanc (2008) hizo un modelo analógico sobre tectónica transcurrente comparándola con la del contacto entre las zonas Interna y Externa en un área situada un poco más al este. En ese ensayo encontró claras similitudes entre las estructuras allí existentes y las del modelo.

Sanz de Galdeano (1996) hizo una interpretación general del significado de los corredores E-O de la Zona Interna Bética y su repercusión y continuación, en su caso, en la Zona Externa. Estos corredores están limitados por fallas y la prolongación de una de ellas es la que forma el contacto entre las zonas Interna y Externa a lo largo de unos 75km,

entre Ardales y Zafarraya y que por tanto pasa directamente al sur del sector de Huma. A lo largo de ese contacto Sanz de Galdeano (1996) indica que se han formado una serie de estructuras que muestran la transcurrencia. De forma más detallada Sanz de Galdeano (2012a y 2012b) y Sanz de Galdeano y López Garrido (2012) describen las estructuras propias de cada uno de los sectores en que se puede dividir el Penibético desde el oeste de Ardales hasta Zafarraya. De E a O son: a) Zafarraya-Sierra Gorda, b) Arco de Cabras-Gibalto, c) Torcal de Antequera, d) Huma y e) Área al oeste de Ardales, fuera ya del contacto con la Zona Interna. Finalmente, en el sector del Torcal, Barcos *et al.* (2011), insisten en la tectónica transcurrente como factor decisivo en la formación de su estructura.

### Objetivos del trabajo

El primer objetivo es mostrar la estructura del sector de Huma y su contacto con la Zona Interna. A este se suma la caracterización de los movimientos y esfuerzos que dieron lugar a dicha estructura, lo que en buena parte se logra a partir del estudio de estructuras menores relacionadas con las fallas principales y, sobre todo, de las existentes en materiales del Cretácico que son muy aptos para desarrollarlas. Por último se pretende integrar esa estructura y dinámica en el contexto de la evolución de la Cordillera Bética, en particular en el proceso de colisión transpresiva ocurrida entre la Zona Interna y la Externa, particularmente con el Subbético y dentro del mismo, sobre todo con el Penibético.

### Situación y rasgos geológicos generales

Como se ha señalado repetidamente, la Cordillera Bética está formada por dos dominios principales, la Zona Externa y la Interna. La Zona Externa se encuentra hacia el norte y se divide en dos dominios, Subbético y Prebético. Este último se sitúa próximo a la Meseta española y al borde S y SE del Macizo Ibérico, mientras que el Subbético está más alejado de esas regiones. Ambos dominios están formados por materiales sedimentarios del Mesozoico y Terciario. En la parte central de la Zona Externa, el Subbético se divide en Externo, Medio e Interno (o Penibético), según su mayor o menor proximidad a la Meseta (o al propio Prebético).

La Zona Interna está formada por cuatro complejos superpuestos tectónicamente que de abajo arriba son: Nevado-Filábride, Alpujárride, Maláguide y Dorsal. Los tres primeros complejos tienen términos cuyas edades van desde el Precámbrico al Mesozoico e incluso al Terciario, mientras que en la Dorsal las edades de las rocas van tan solo del Mesozoico en adelante. Los dos primeros complejos han sufrido metamorfismo alpino, lo que no es el caso del Maláguide y de la Dorsal. Estos dos últimos complejos están muy ligados entre sí, siendo el sector más interno de la Dorsal una parte de la cobertera del Maláguide.

Están también presentes las unidades de los Flyschs; son alóctonas y se superponen tanto a la Zona Externa como a la Interna. Afloran particularmente en el Campo de Gibraltar, además de hacerlo en el Rif y más al este, en Argelia, Sicilia y Calabria. En el sector estudiado corresponden a sedimentos mesozoicos y, sobre todo, terciarios detríticos. Discordantes sobre cualquiera de los anteriores dominios, se encuentran las cuencas neógenas.

En la estructuración de la Cordillera Bética tuvo una gran influencia la colisión oblicua de la Zona Interna Bética, que se desplazaba hacia el oeste, con la Externa (Andrieux *et al.* 1970; Durand Delga y Fontboté, 1980; Wildi, 1983; Sanz de Galdeano, 1990, etc.). Esta colisión ocurrió en el Mioceno inferior, particularmente durante el Burdigaliense (paroxismo Burdigaliense de Hermes, 1985), amortiguándose las deformaciones durante el Mioceno medio y siendo de menor importancia posteriormente. A causa de la colisión la cuenca original subbética quedó destrozada, formándose numerosas unidades tectónicas que generalmente se desplazaron hacia el NO y al ONO. Parte del Subbético constituyó una gran unidad olistostromica que se emplazó hacia la cuenca del Guadalquivir y el Golfo de Cádiz.

En el sector de Huma está formado fundamentalmente por el Penibético. Existen además los siguientes elementos (Figs. 1 y 2): Del Subbético, aflora al norte el llamado "Trías de Antequera" (Peyre, 1974; Sanz de Galdeano *et al.*, 2008). Directamente al sur, se encuentra el Maláguide que está cabalgando al Alpujárride. Pinzado entre ambas zonas, Interna y Externa, hay un elemento cuya atribución es discutida (los Castellones) (Peyre, 1974; Martín-Algarra, 1987). Sobre todos ellos se situaron tectónicamente unidades de los Flyschs, además de otros elementos muy mezclados con las propias unidades de los Flyschs y con restos subbéticos y de la

cobertera del Maláguide (constituyen una zona de melange que en su conjunto flotan tectónicamente sobre el Penibético y sobre el Maláguide). Además, en el borde oeste del sector de Huma hay un gran afloramiento del Mioceno superior, discordante sobre cualquiera de las anteriores unidades.

#### *Datos litológicos generales de las unidades del sector*

El Penibético en el sector de Huma está formado por un Trías parecido al del Subbético en general, es decir, es de facies germánica, con predominio de sedimentos detríticos en los que abundan los colores rojos y también hay carbonatos, sobre todo dolomías, y algunas capas de yeso. Es algo más carbonatado que el de otros dominios subbéticos más externos. El Jurásico comienza con más de 100m de dolomías (el espesor es variable a lo largo del Penibético como indica Martín Algarra, 1987) y sobre ellas existen calizas (cuyo espesor es del orden, al menos, de 200m) que sobre todo hacia techo pasan a ser nodulosas, rojas o no. Algunos niveles presentan sílex. A techo del Jurásico suelen aparecer en este sector margas y margocalizas blancas del Cretácico inferior y sobre ellas otras de color asalmonado que abarcan desde el Cretácico superior al Paleoceno (en conjunto el Cretácico supera 200-300m de espesor).

Directamente al norte del sector Huma existen grandes afloramientos del “Trías de Antequera”. Estos afloramientos forman parte del gran olistostroma subbético que se ha extravasado grandemente hacia la cuenca del Guadalquivir y el golfo de Cádiz. Se trata de una enorme masa, constituida fundamentalmente por sedimentos de edad triásica en su origen y que contienen numerosas inclusiones de materiales más jóvenes con tamaños del orden del milímetro a decenas de kilómetros (Peyre, 1974; Bourgois, 1978; Sanz de Galdeano *et al.*, 2008). Corresponden a sedimentos jurásicos, cretácicos y terciarios. Incluso localmente pueden incorporar en algunos puntos sedimentos de las unidades de los Flyschs.

Al sur del sector de Huma afloran el Maláguide y el Alpujarride. Este último está formado allí sobre todo por filitas, si bien unos 2km al oeste aparecen esquistos, gneises en la base y, bajo estos, peridotitas. El Maláguide presenta allí lutitas, grauwas y calizas alabeadas paleozoicas entre otros materiales (para una completa descripción de los mismos véase Martín Algarra *et al.*, 2009a) y sobre estos se

conservan localmente sedimentos detríticos, incluyendo conglomerados, del Trías (también localmente hay yesos), además de algunos afloramientos calizos jurásicos y margosos del Cretácico e incluso más jóvenes.

El cerro de los Castellones tiene, según Peyre (1974), una serie carbonatada jurásica parecida a la del Penibético pero muy brechoide. Según nuestras observaciones nada importante impide que pueda ser considerado como penibético, situado en una posición originalmente más meridional (rasgos parecidos se observan más al E, en el área de Zafaraya, donde el Penibético pasa progresivamente hacia el sur a otras series en las que precisamente hay importantes brechas en el Jurásico).

El Mioceno superior está representado por conglomerados con cantos de diversos tamaños, arenas y limos. Afloran en el borde oriental del sector de Huma donde alcanzan localmente un espesor superior a 300m. Continúan sus afloramientos por el norte, hacia Teba, discordantes sobre cualquier unidad anteriormente citada.

## **Tectónica**

### *Estructuras en el Penibético del sector de Huma*

Las estructuras predominantes en el sector de Huma son fallas y pliegues. Su distribución general puede observarse en las cartografías de Martín Algarra (1987), Cano Medina *et al.* (1991) y en la Fig. 2, en la que se hace una interpretación tectónica más precisa a nuestro juicio.

Las fallas más importantes son de direcciones que varían entre N50°E a N90°E y generalmente han sido considerado inversas (tal parecen en principio) pero tienen un fuerte buzamiento o incluso son verticales. Estas fallas delimitan parte de los bloques que se observan en la Figs. 2 y 3. De entre estas fallas que limitan los bloques, únicamente la que pasa por el norte del pico Huma es bastante tendida, y eso tan solo de forma local. La vergencia de estas fallas es predominantemente hacia el norte, pero también existen dos con vergencia al sur.

Las superficies de estas fallas (formadas generalmente en calizas jurásicas) muestran buzamientos muy elevados, más de 80° en general (Fig. 4A). Se observa en ellas y en muchas estructuras menores que las acompañan (en las margas y margocalizas cretácicas) que los movimientos absolutamente pre-

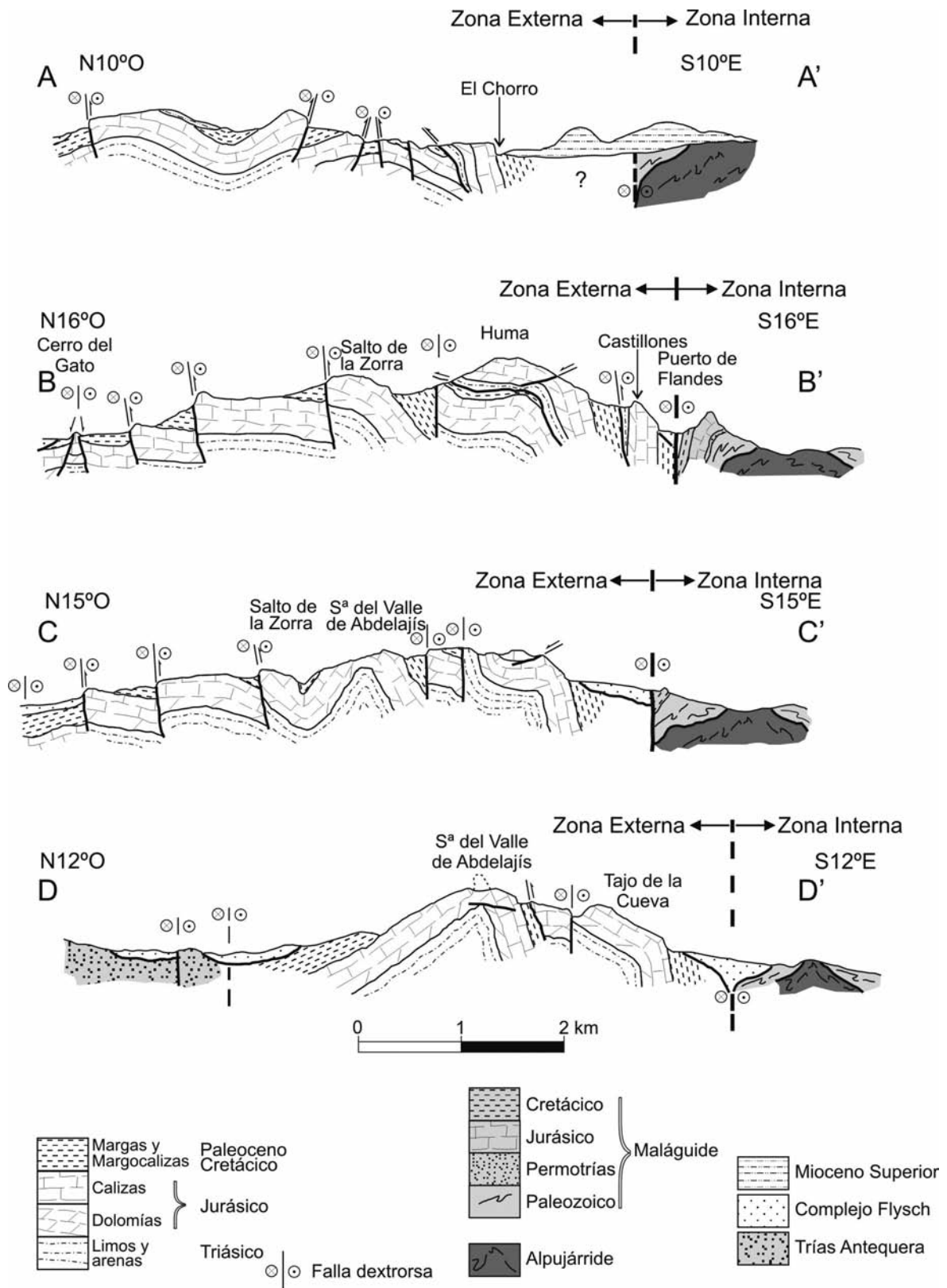


Fig. 3.—Cortes geológicos seriados del Penibético en el sector de Huma y del contacto con la Zona Interna.

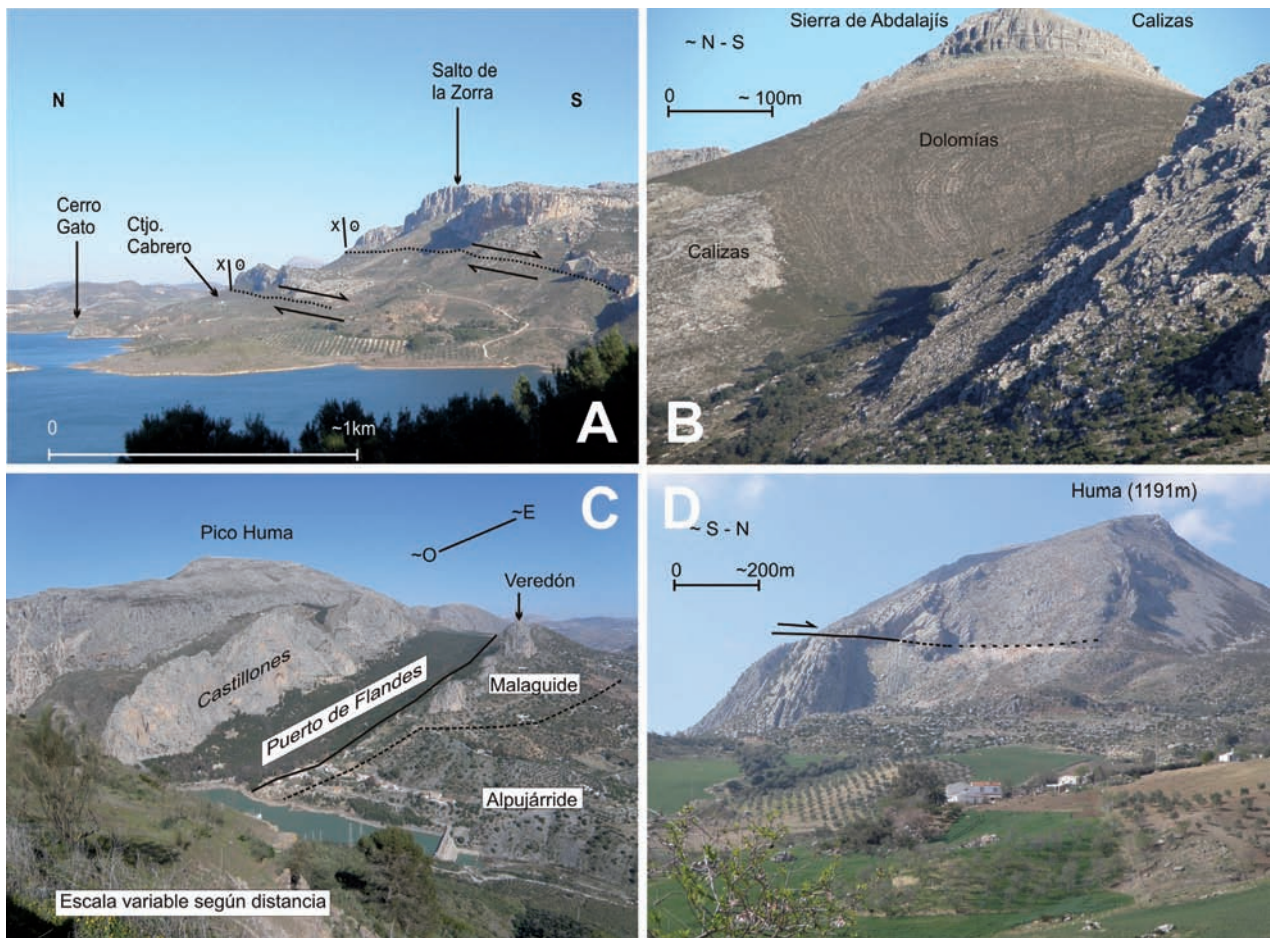


Fig. 4.—A: vista del norte del sector de Huma. Se indica la posición de dos de las fallas casi verticales. Las rocas más duras corresponden a calizas jurásicas. B: detalle de la cresta del anticlinal de la Sierra del Valle de Abdalajís. C: vista general del borde sur del sector de Huma y de parte de la Zona Interna adyacente. Tanto el borde sur de la Sierra de Huma como los Castellones se encuentran verticales o casi. D: borde oriental del pico de Huma. Se muestra la falla tendida que desplaza parte de la misma hacia el norte.

dominantes son horizontales o casi y de carácter dextrorso, con estrías muy patentes. De ello resulta que su aparente carácter inverso es muy limitado y que realmente se trata de fallas de desgarre dextrorsas.

La existencia de estas fallas divide a los materiales en bloques en uno de cuyos bordes está la falla, mientras que el otro borde corresponde al contacto estratigráfico de las calizas jurásicas con las margas y margocalizas cretácicas. Sin embargo, en uno de los bloques, el del Salto de la Zorra, ambos bordes corresponden en parte a falla y en parte a contacto estratigráfico. Es decir, en el borde N la parte oriental es de falla casi vertical, fuertemente buzante al S y en el borde S, la parte occidental es también de falla casi vertical, fuertemente buzante al N. El resto corresponde a contactos estratigráficos.

Algunos de estos bloques están parcialmente plegados (Fig. 3) si bien el pliegue mejor formado es el que corresponde a la Sierra del Valle de Abdalajís. Este pliegue, de dirección aproximada N70°E, es algo vergente hacia el sur, aunque en la parte alta de su núcleo formado por dolomías se dibuja una vergencia local al norte (Fig. 4B).

Al igual que en algunos bordes de los anteriores bloques citados en los que el contacto es estratigráfico, el borde sur de esa sierra buza fuertemente y en algunos puntos es casi vertical. Esta verticalidad de algunos flancos se da sobre todo en la parte sur del sector. Así sucede en el Tajo del Cuervo (el bloque al que se adosa la población de Valle de Abdalajís), en la Sierra de Huma y en los Castellones. Los Castellones forman una larga cresta vertical, con el techo de la serie hacia el sur (Fig. 4C) que queda separada

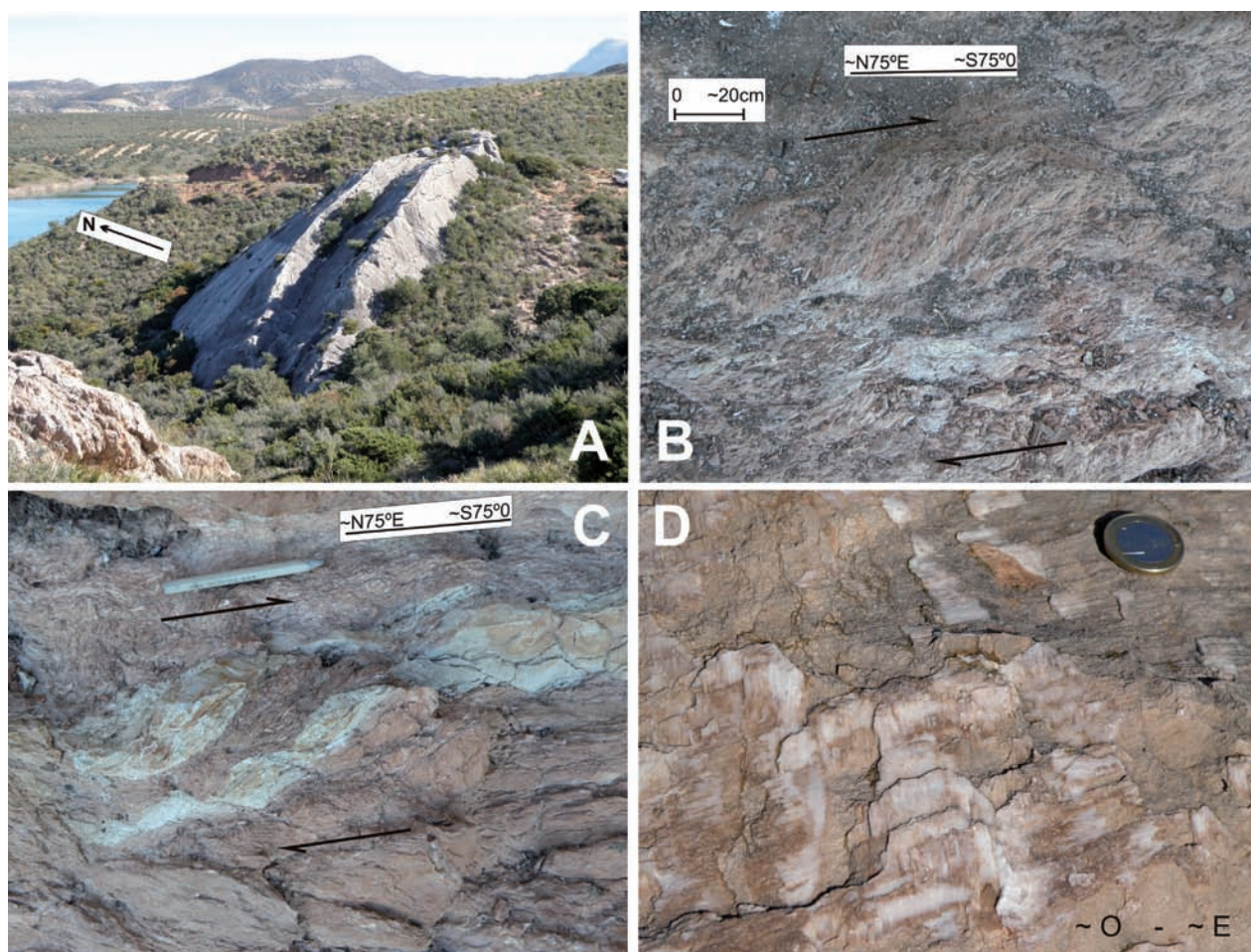


Fig. 5.—A: vista de uno de los afloramientos jurásicos del Cerro del Gato, rodeado de materiales del Cretácico superior. B: vista en planta de uno de los muchos trenes de estructuras frágiles de tipo pseudo S/C. C: detalle de estructuras de tipo pseudo S/C y de alguna fractura asociada; vista en planta. D: superposición de juegos de fibras de calcita en superficies de capas del Cretácico superior. Se puede apreciar que las que indican movimiento al norte son posteriores a las que lo indican hacia el oeste. Vista en planta.

de la Sierra de Huma por un contacto tectónico situado entre la base triásica de los Castellones y los sedimentos cretácicos de dicha sierra.

Los flancos meridionales verticales del Tajo del Cuervo y de la Sierra de Huma se recuperan hacia el norte dando una forma acodada (Fig. 3) que en Sierra de Huma está cortada por una falla tendida que lo desplaza hacia el norte y que parece absorberse en esa dirección (Fig. 4D).

Tanto los bloques como los pliegues antes citados están afectados por fallas de dirección predominante ONO-ESE a NO-SE de carácter dextrorso, con desplazamientos en algún caso del orden de cientos de metros.

Los extremos de los bloques jurásicos levantados por fallas y los de los pliegues anticlinales se hun-

den tanto a oriente como a occidente. En la parte oriental el hundimiento se acompaña de alguna falla normal transversal o al menos con ese componente. Este hundimiento de los extremos da al conjunto una disposición algo adomada.

Al NO y al NE del sector de Huma hay varios pequeños afloramientos de calizas jurásicas que son de interés, aunque solo el más oriental aparece en el mapa del IGME (Cano Medina *et al.*, 1991) sin duda a causa de lo pequeños que son. Los del NO, en el Cerro del Gato, corresponden a dos pequeños asomos de calizas jurásicas limitados por fallas normales, de acuerdo con el desplazamiento y estrías que muestran. Tienen buzamientos del orden de 40-50 grados que hunden hacia el norte y el sur (Fig. 5A). Están rodeados por materiales del



Tabla 1.—Elipsoides de esfuerzos deducidos en las diversas estaciones en las que se han tomado suficientes medidas de fallas menores. La posición de las estaciones se ve en la figura 7.

Estación	Fase	Eje $\sigma_1$	Eje $\sigma_2$	Eje $\sigma_3$	Razón axial $\sigma_2-\sigma_3/\sigma_1-\sigma_3$	Fallas asignadas	Total fallas
1. C. Gato	1	276/2	141/87	6/2	0,23	13	19
2. Cabrero	1	105/4	209/74	14/16	0,06	16	27
	2	340/3	90/80	250/9	0,97	11	
3. W Cabritos	1	299/7	203/43	37/46	0	20	26
	2	53/68	323/0	233/22	0,77	12	
4. Cabritos	1	140/2	39/82	231/8	0,78	11	16
	2	186/24	318/56	86/22	0,42	6	
5. NE Zorra	1	281/12	12/6	128/77	0,06	16	22
	2	337/11	232/52	75/36	0,33	7	
6. W Huma	1	130/1	0/88	220/2	0,36	14	18
	1	139/1	45/80	229/10	0,2	18	31
7. W Abdalajís	2	213/74	110/4	18/16	0,04	6	
	3	354/10	91/32	249/56	0,78	6	
	1	304/82	138/8	48/2	0,14	12	24
8. N Abdalajís	2	126/8	219/20	16/68	0,93	11	
	3	9/64	253/12	9/64	0,24	7	
	1	339/6	219/78	70/10	0,76	12	16
9. Bermejales	1	339/6	219/78	70/10	0,76	12	16
10. E Chorro	1	147/14	310/75	56/4	0,79	20	27
11. Chorro	1	341/2	251/12	81/78	0,29	7	10
	1	128/1	218/26	36/64	0,14	15	33
12. E Ardales	2	337/1	247/16	69/74	0,59	9	
	3	279/60	170/11	74/28	0,27	8	

Cretácico superior en los cuales las estructuras menores indican movimientos transcurrentes dextrorsos prácticamente E-O. Algo muy parecido ocurre al NE del sector de Huma donde hay dos afloramientos jurásicos dispuestos en dirección E-O. El más occidental, el del cortijo Bermejales, es muy parecido a los del Cerro del Gato. Un poco más al este se encuentra el otro afloramiento de materiales jurásicos y triásicos cuya posición asegura la continuidad de las estructuras con la terminación occidental del Torcal de Antequera. En su conjunto, la disposición de estos pequeños afloramientos indica la existencia de una o dos largas fallas casi E-O que desde el norte del Torcal pasan al norte del sector de Huma.

#### *El contacto con la Zona Interna y la Zona Externa*

Los rasgos generales de este contacto se ven bien: es un largo contacto de dirección aproximada N80°E en cuya proximidad los estratos del Penibético están verticales o casi verticales. Sin embargo, no se suele ver bien en detalle pues en la mayoría de los puntos las unidades de los Flysch y otras asimilables a estas lo cubren, en medio de gran cantidad de derrubios y suelos.

Directamente al sur del sector de Huma, la Zona Interna forma un anticlinal, de dirección más o menos paralela al contacto con la Externa, en cuyo núcleo aflora el Alpujarride, rodeado por el Malá-

guide con una base paleozoica y restos de Trías, Jurásico y Cretácico. El Maláguide presenta poco espesor lo que sin duda es debido a la tectónica, hasta el punto de que al sur del Chorro está casi totalmente laminado, llegando el Alpujárride muy cerca del Penibético.

### *Estructuras menores*

La mayoría de estas estructuras se han medido en materiales cretácicos que son muy aptos para formar pequeños pliegues y fallas y largos trenes de estructuras pseudo S/C frágiles (Fig. 5B y C), cuyos bordes presentan juegos de estrías bien desarrollados. Esto ha permitido establecer 12 estaciones de medidas, gran parte de ellas asociadas a las grandes fallas de desgarre que separan materiales jurásicos de los cretácicos. Alguna estación se ha hecho tan solo en materiales cretácicos, en bandas en los que están verticales debido a la presencia de fallas de desgarre que los atraviesan. Esta verticalidad de las bandas que corresponden a fallas de desgarre es algo común en este sector de Huma. En ellas, en algunos puntos existen también pliegues centimétricos a decamétricos que suelen tener dos direcciones preferentes de ejes, bien perpendiculares a las bandas y con eje horizontal o bien paralelos a las mismas, en cuyo caso el eje del pliegue puede variar mucho entre la horizontal y la vertical.

Los paleoesfuerzos obtenidos a partir de fallas menores se muestran en la Tabla 1 y en la Fig. 6. En esta última y en la Fig. 7 se señala la dirección predominante de  $\sigma_1$  en las diversas estaciones (el tratamiento de los datos se ha hecho a partir del método de Galindo-Zaldívar y González Lodeiro, 1988). En la tabla se puede ver que en algunas estaciones se ha obtenido más de una fase de esfuerzos. De ellas, la mejor definida y soportada por mayor número de fallas es casi siempre de dirección NO-SE, salvo en las estaciones 9 y 11 que es NNO-SSE y la 8, situada al N del pueblo del Valle de Abdalajís, donde la primera fase tiene un eje  $\sigma_1$  casi vertical, lo que es lógico pues corresponde al extremo oriental de un bloque afectado por una falla normal de dirección NO-SE.

Cuando se detecta otra fase en una estación, la dirección de  $\sigma_1$  suele corresponder a una dirección NNO-SSE. Otros rasgos, como la posición de los ejes  $\sigma_2$  y  $\sigma_3$ , pueden verse en la tabla 1. En la mayoría de los casos las fases mejor representadas corresponden a esfuerzos en los que los ejes máxi-

mos y mínimos se encuentran horizontales o casi horizontales, característicos de fallas de desgarre. En esta tabla se muestra el número de fallas utilizadas y el de asignadas en cada caso. Se podía haber aumentado mucho ese número en casi todas las estaciones pero se ha evitado esto dado que hubieran sido muy repetidas, con lo que no habrían sido asignadas.

Tres de los diagramas se han obtenido en materiales maláguides. Así en la estación 10 situada al E del Chorro y O de Valle de Abdalajís, las medidas se han realizado en una banda vertical, sobre todo en los materiales del Cretácico pero también en otros triásicos e incluso del Paleozoico. En la estación 12 todas las medidas son en margas y margocalizas blancas cretácicas del Maláguide, situadas en una banda vertical totalmente fracturada y llena de estructuras pseudo S/C.

Queda por último señalar, en lo referido a estructuras menores, que los desplazamientos entre capas de los materiales del Cretácico superior, en niveles que no están en contacto con los del Jurásico, son un rasgo común visible en algunos puntos. Se han visto particularmente bien desarrollados al NE del sector de Huma en el área del cortijo de Bermejales y al NO del sector de Huma. Estos resbalamientos son visibles gracias a juegos de fibras de calcita que tienen dos direcciones preferentes: casi E-O y casi N-S (Fig. 5D). El número de medidas podría ser muy elevado, pero en cualquier caso esos son los máximos que se obtienen. En algunos puntos se observan giros en las direcciones de las estrías de calcita. En los casos observados, sin que estemos seguros de que se cumpla siempre, el paso ha sido de estrías casi E-O a otras casi N-S.

### **Discusión e interpretaciones**

La primera impresión que se tiene al ver la cartografía del sector de Huma es que responde a una compresión casi NNO-SSE a N-S. Más adelante, al ver que las fallas aproximadamente N70°E son casi verticales y con estructuras menores que señalan claramente su transcurriencia hay que cambiar la interpretación y ver que la tectónica predominante es de movimientos de salto en dirección, con un desplazamiento vertical subordinado, de menor importancia.

La vergencia más general de las estructuras es hacia el N, pero no es la única. Algunas de las fallas casi verticales vergen hacia el sur y el caso más

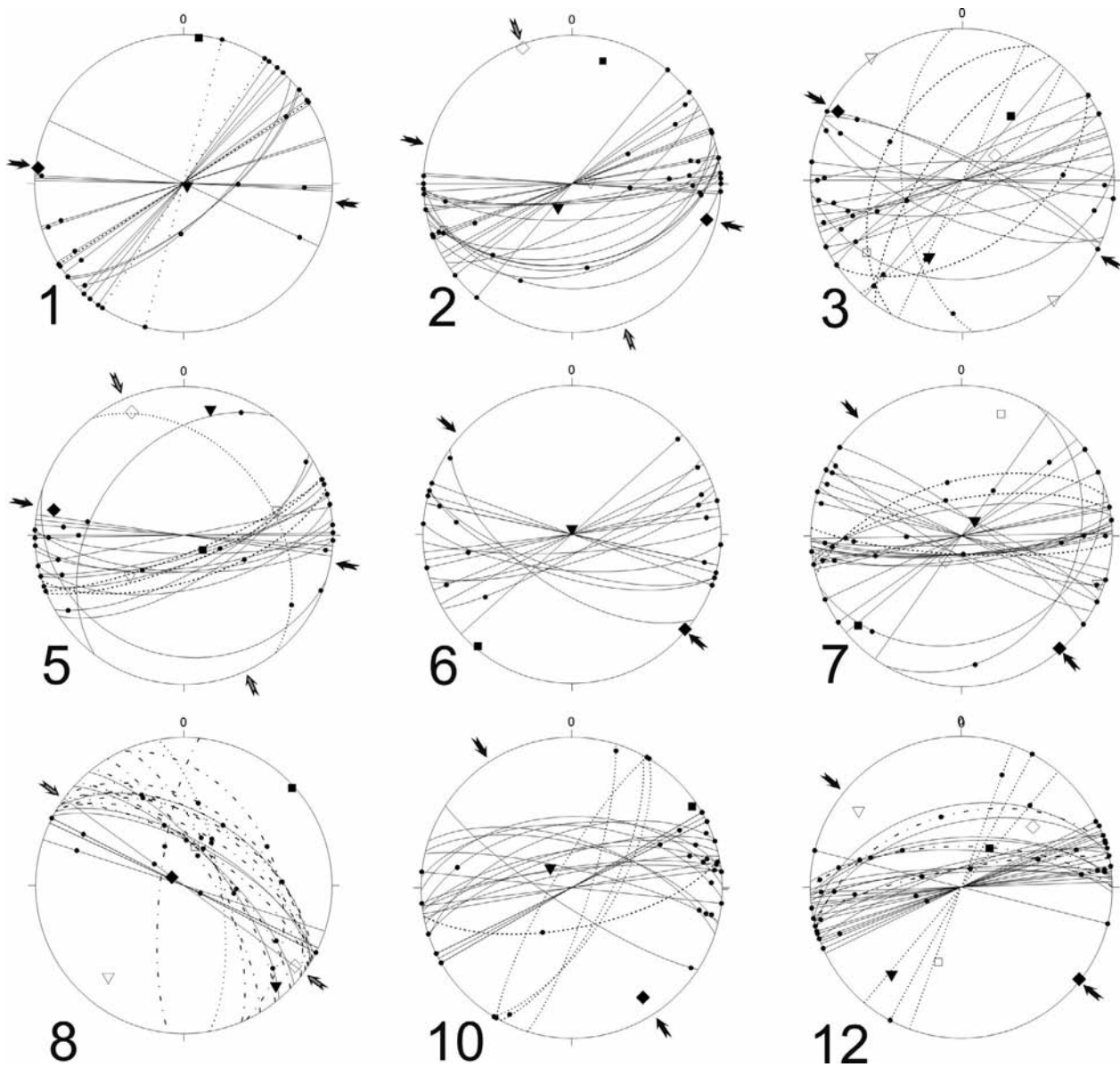


Fig. 6.—Diagramas de las estructuras menores obtenidas en nueve de las estaciones del sector de la Sierra de Huma. Cada número corresponde a las estaciones señaladas en la figura 7. Se indica con flechas opuestas la dirección principal de compresión horizontal que generalmente coincide con la de  $\sigma_1$ . Si corresponden a un elipsoide secundario entonces las flechas son grises. Se señala con cuadrados con los vértices girados la posición de  $\sigma_1$ , con triángulos la de  $\sigma_2$  y con pequeños cuadrados la de  $\sigma_3$ . En cada falla se muestra la posición de la estría con un pequeño círculo. La mayoría de las fallas son dextrorsas, las cuales quedan marcadas por líneas finas continuas. Las sinistrorsas se indican por líneas a puntos, las inversas con trazos y las normales alternando trazos y puntos. Para datos más completos de todos los puntos y de las posiciones de los elipsoides deducidos véase la tabla 1.

interesante es el del bloque de La Zorra cuyos bordes N y S están parcialmente formados por fallas con vergencias opuestas, hacia el exterior del bloque, lo que indica falta de espacio en ambos bordes, de manera que tendió a levantarse por los dos lados. Incluso, el gran anticlinal de la Sierra de

Abdalajís con vergencia general hacia el sur (su flanco sur es más buzante) en su ápice tiene vergencia al norte, aun sea de forma local.

En los bordes de falla de los bloques, los materiales cretácicos se verticalizan. Igual les ocurren en algunas bandas que no están necesariamente

ligadas en superficie a las proximidades de materiales jurásicos, pero sí afectadas por fallas de salto en dirección.

Otro carácter tienen las grandes estructuras verticales o casi verticales, que abundan sobre todo en el borde sur del sector de Huma. Este rasgo lo interpretamos como debido a la compresión sufrida por el contacto con la Zona Interna. El propio “acodamiento” de los flancos al pasar hacia la charnela de los pliegues parece indicar que los flancos verticales se formaron por dicha compresión.

En el caso del borde SE del pico de Huma, ese borde acodado está cortado por una falla de poco buzamiento que allí lo desplaza hacia el norte y que se absorbe tanto hacia el norte como hacia el oeste. Esta cresta del borde SE ahora da un relieve que sobresale varios cientos de metros, pero cuando fue fracturada existían muchos otros materiales que ahora faltan por causa de la erosión diferencial que se ha producido. Estos pertenecían, tanto a la Zona Interna como a las unidades de los Flyschs y a otras asimilables y sufrían una neta compresión y a la vez la transmitían hacia la Sierra de Huma.

Un caso espectacular de una estructura totalmente vertical corresponde a la gran cresta de Los Castillones, ya muy próxima a la Zona Interna. Los afloramientos allí no son adecuados (están muy cubiertos) para encontrar estructuras menores ligadas, pero cabe destacar la presencia de grandes estructuras pseudo S/C (de decenas de metros) de flancos aproximadamente verticales, que se observan en foto aérea y con imágenes de satélite (Google Earth). Son visibles sobre todo en las dolomías situadas entre materiales triásicos y las calizas jurásicas y se pueden interpretar bien ya que son congruentes con la tectónica de salto en dirección dextrorsa.

El borde N de la Zona Interna, en contacto con el Penibético y con las unidades de los Flyschs, tiende también a estar vertical, pero lo hace menos “perfectamente” que el Penibético. Esto ocurre sobre todo a la cobertera mesozoica del Maláguide. En algunos sitios, dentro de estos materiales mesozoicos se intercalan otros del paleozoico maláguide y las estructuras de desgarre son muy claras. Recuérdese que, además, el Maláguide se encuentra casi totalmente cepillado al sur del Chorro.

En ese sector la Zona Interna forma un anticlinal, en correspondencia con el levantamiento del sector de Huma. Esta correspondencia ocurre también, al E del sector de Huma (entre este sector y el Torcal) donde el Penibético y la Zona Interna se encuentran topográficamente hundidos. Es decir, en el sector

estudiado hay una cierta correspondencia de hundimiento y levantamiento en ambas zonas, mientras que ya al oeste del sector de Huma el Penibético se vuelve a hundir y no lo hace así la Zona Interna. Pensamos que esa correspondencia parcial se originó por una doble flexura que afectó al sector de contacto entre ambas zonas relacionada con la colisión lateral. En la parte oriental del sector de Huma esa flexura va acompañada por algunas fallas normales o bien con componente normal, transversales a las directrices principales de las estructuras.

La causa por la que se han producido el desplazamiento entre capas de sedimentos del Cretácico y la formación de las fallas normales con movimientos al N y S, que afectan al techo del Jurásico, presentes en el cerro del Gato y en el cortijo Bermejales no es clara en el contexto geológico antes descrito. Ese tipo de desplazamiento se ha observado más al E, al SE del arco de Cabras-Gibalto (Sanz de Galdeano, 2012a) en sectores relativamente altos de la serie cretácica, no en el contacto con el Jurásico. Allí tienen dirección aproximadamente E-O pero su sentido de movimiento cambia según diferentes capas, de manera que se observan tanto al E como al O. La interpretación es que debido a la tectónica transcurrente se produjeron movimientos diferenciales entre diversos niveles de manera que, manteniendo una misma dirección general, al adelantarse o retrasarse relativamente unos niveles con respecto a otros, los sentidos cambiaban. Esta misma interpretación es la que se propone para el sector de Huma, tanto para los movimientos en dirección aproximada E-O como en los casi N-S.

Las estructuras observadas en el cerro del Gato y en el cortijo de Bermejales no son iguales al resbalamiento producido únicamente entre capas cretácicas, pues allí hay unos pequeños afloramientos jurásicos cuya parte superior está afectada por fallas buzantes al N y al S (en Bermejales solo se ven al sur), con estrías y otras estructuras menores que indican movimientos de falla normal. En ambos casos las estructuras menores más abundantes visibles en materiales del Cretácico superior allí aflorantes (los del Cretácico inferior no se ven allí pues han debido desaparecer por la tectónica) y que acompañan a esos contactos son paradójicamente fallas menores y estructuras S/C que indican movimientos transcurrentes. Estos afloramientos jurásicos corresponden aparentemente a la continuación de fallas de salto en dirección. Esto es más claro en el de Bermejales pues a menos de 1km se observa bien una falla de desgarre, continuación del Torcal.

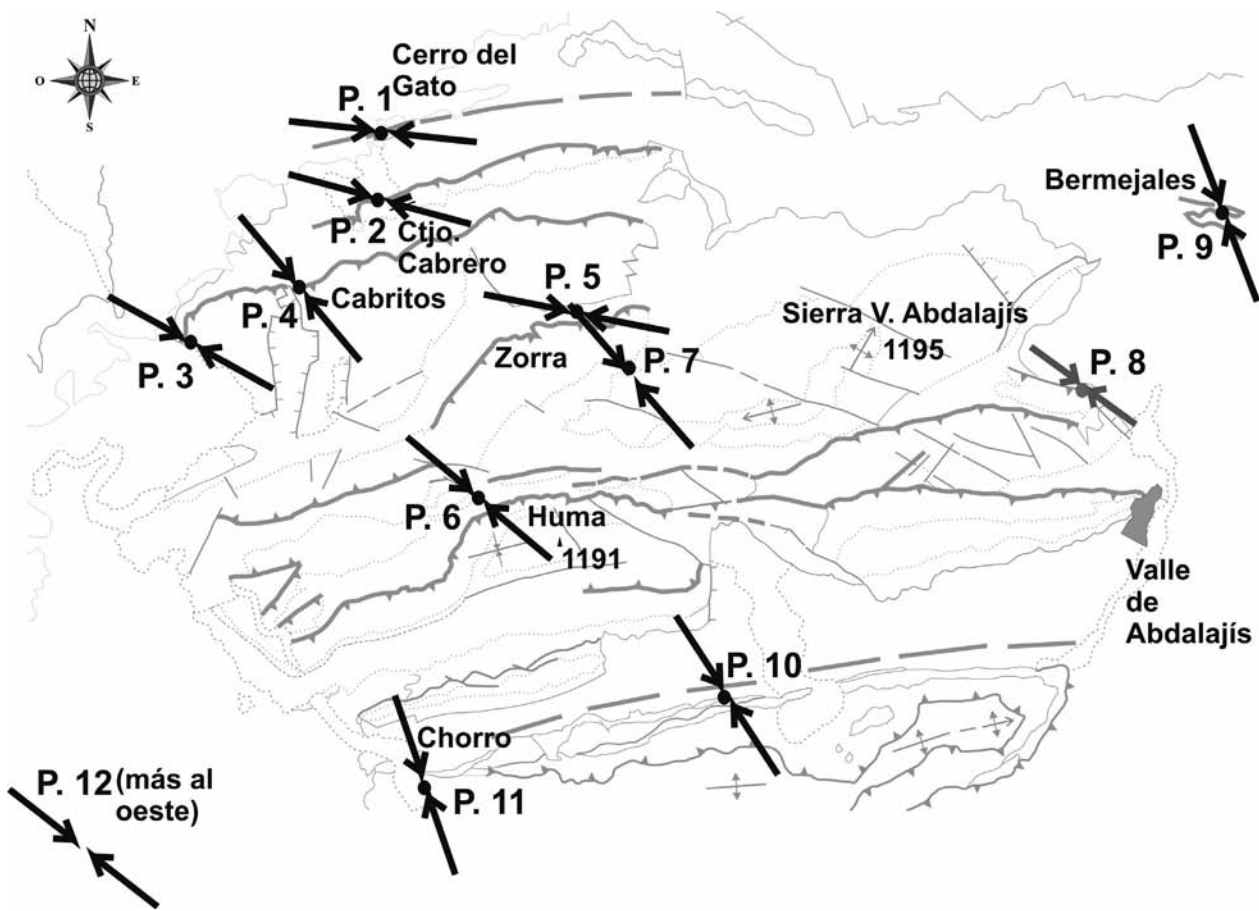


Fig. 7.—Posición de las distintas estaciones de medidas de fallas menores. Las flechas muestran la dirección de compresión horizontal que generalmente coincide con la de  $\sigma_1$  del elipsoide principal deducido en cada estación. En P. 8 corresponde a un elipsoide definido por un menor número de fallas (ver tabla 1)

En las proximidades del cerro del Gato no es tan claro, pero está en la prolongación de esa misma falla o de una paralela.

No es fácil la interpretación de la existencia de esas fallas normales situadas entre fallas de desgarre, de manera que tan solo se avanza una hipótesis. La explicación podría ser que esos afloramientos están ligados a las fallas de desgarre casi E-O que a su vez tienen una cierta componente vertical, de manera que al levantar los materiales jurásicos, las capas cretácicas superiores tendieron a resbalar y terminaron por biselar las calizas jurásicas.

En cuanto a la dinámica que formó las estructuras descritas, el estudio de los paleoesfuerzos deducidos a partir de las estructuras menores muestra que el sector de Huma estuvo sometido a una compresión ONO-ESE que progresivamente pasó a ser NO-SE (tabla 1 y Figs. 6 y 7). Se deduce este paso

por tres razones. La primera es que los bloques y los grandes pliegues, con infinitud de estructuras menores ligadas, fueron después cortados por fallas congruentes con la segunda dirección de compresión; una segunda razón es que la superposición de fibras de calcita encontradas en los movimientos diferenciales entre capas del Cretácico sigue generalmente esa pauta, primero las que tienen una dirección casi E-O y después, superpuestas, las casi N-S. Y finalmente, porque esta es la interpretación regional que generalmente se hace: primero se produjo la colisión lateral entre las zonas Interna y Externa y, una vez bloqueada ésta en gran parte, la compresión pasó a ser NO-SE, propia del acercamiento entre el NO de África e Iberia (Sanz de Galdeano, 1990). Esa dirección de compresión en las Béticas estuvo interferida previamente por la citada deriva hacia el oeste de la Zona Interna.

### Cronología de las deformaciones

Como se ha señalado en los rasgos geológicos generales, la colisión de la Zona Interna con la Externa se produjo a partir del Burdigaliense y se prolongó hasta el Serravalliense y quizás, ya muy amortiguada, al Tortoniense inferior. Fue ese el periodo durante el cual se formaron las principales estructuras del sector de Huma. A finales del Serravalliense y claramente a partir del Mioceno superior, debido a que la deriva de la Zona Interna hacia el este quedó casi totalmente frenada, la dirección de compresión máxima fue girando de la posición ONO-ESE a la NO-SE e incluso NNO-SSE. Fue en ese tiempo cuando se formaron las fallas de desgarre que cortan a las estructuras principales. Posiblemente esto ocurrió a finales del Serravalliense y comienzos del Tortoniense.

Regionalmente, la compresión NNO-SSE se produjo a partir del Mioceno superior, deformando también materiales de esa edad, lo que en el sector de Huma no se observa. Estos sedimentos son netamente discordantes sobre las estructuras previas y no se ven afectados en este sector, al menos aparentemente, por deformaciones dignas de mención a diferencia de lo que se puede ver más al este, en el área de Antequera, o al norte y, sobre todo, al oeste, por ejemplo en la cuenca de Ronda. Pero, al igual que gran parte de la cordillera, el sector de Huma sí ha sufrido el importante levantamiento regional ocurrido a partir del Mioceno superior, ahí con un valor superior a 700m.

### Conclusiones

La estructura del sector de Huma corresponde a bloques limitados parcialmente por fallas de desgarre dextrorsas de dirección aproximada N70°E, verticales o fuertemente buzantes y en muchos casos con cierto componente inverso. Existen también grandes pliegues anticlinales y sinclinales de ejes paralelos. La vergencia principal es hacia el norte, pero también en algún caso es al sur. Estas estructuras fueron cortadas por fallas de dirección ONO-ESE.

Muchos de los flancos de los pliegues son verticales, particularmente en el área de contacto con la Zona Interna (también son verticales diversas bandas formadas por fallas de desgarre). Este contacto corresponde a su vez a una gran falla de salto en dirección dextrorsa, prácticamente vertical.

El estudio de estructuras menores permite deducir que la compresión dominante tuvo dirección ONO-ESE, sobre todo durante el Burdigaliense – Langhiense, y que fue rotando a la dirección NNO-SSE. Esta rotación se produjo probablemente durante el Serravalliense al Mioceno superior.

En conjunto, la estructura del sector de Huma, así como otras del Penibético, tanto al E como al O, están relacionadas con la colisión lateral oblicua con la Zona Interna que se desplazaba al O. El movimiento entre ambos dominios hizo que la parte del Penibético situada al norte se desplazara hacia el E en relación con la Zona Interna, mientras que el desplazamiento absoluto de ambos dominios fue hacia el O, si bien la parte del Penibético situada al norte de la Zona Interna lo hizo en menor grado. En ese movimiento diferencial se produjeron las estructuras del sector de Huma y de los sectores situados al E y al O. En el sector de Huma indujeron la formación de un área levantada, con su correspondiente sector levantado en la Zona Interna, tal como es el inmediato anticlinal allí existente.

### AGRADECIMIENTOS

Este artículo se ha realizado gracias a los proyectos Topo-Iberia Consolider-Ingenio (CSD2006-00041), P09-RNM-5388, CGL2010-21048 y los grupos de investigación RNM- 370 y RNM 376 de la Junta de Andalucía

### Referencias

- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar. *Earth and Planetary Science Letters*, 12: 191-198. [http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X\(71\)90077-X](http://dx.doi.org/10.1016/0012-821X(71)90077-X)
- Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I, Crespo-Blanc, A. y Torcal, F. (2008). Asociaciones estructurales de la Alta Cadena (Béticas): un ejemplo de zona de cizalla frágil-dúctil con alto reparto de la deformación. *Geo-Temas*, 10: 317-320.
- Barcos, L., Díaz Azpiroz, M., Balanyá, J.C. y Expósito, I. (2011). Dominios estructurales y reparto de la deformación en zonas transpresivas de corteza superior (Torcal de Antequera, Cadena Bética). *Geogaceta*, 50 (1): 31-34.
- Blumenthal, M. (1930). Beiträge sur Geologie der betischen Cordilleres beiderseits des Rio Guadalhorce (Betische un penibetische Zone zwischen Antequera und Yunquera, Prov. Málaga). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 20: 41-293.
- Bourgeois, J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'Arc de Gibraltar*. Tesis. Anna-

- les Scientifiques de l'Université de Besançon, Géologie, 3e série, 30: 445.
- Cano Medina, F. (1991). *Hoja geológica 1:50.000 n° 1038 (Ardales)*. I.G.M.E., 56 p.
- Crespo-Blanc, A. (2008). Recess drawn by the internal zone outer boundary and oblique structures in the paleomargin-derived units (Subbetic Domain, central Betics): An analogue modelling approach. *Journal of Structural Geology*, 30: 65-80. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2007.09.009>
- Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980). Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. 26 Congrès. Géol. Intern., Paris. Les Chaînes alpines issues de la Téthys. *Mém. B.R.G.M.*, 115: 67-85.
- Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (1988). Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern. *Annales Tectonicae*, II, 2: 90-97.
- Hermes, J.J. (1985): Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España Meridional). *Estudios Geológicos*, 41. 157-176. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.85413-4709>
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética*. Tesis doctoral, Universidad de Granada, 1171 pp.
- Martín-Algarra A., Mazzoli S., Perrone V., Rodríguez-Cañero R. y Navas-Parejo P. (2009a). Variscan Tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, Southern Spain): Stratigraphic and Structural Alpine versus Pre-Alpine Constraints from the Ardales Area (Province of Malaga). I. Stratigraphy. *The Journal of Geology*, 117: 241-262 <http://dx.doi.org/10.1086/597364>
- Martín-Algarra A., Mazzoli S., Perrone V. y Rodríguez-Cañero R. P. (2009b). Variscan Tectonics in the Malaguide Complex (Betic Cordillera, Southern Spain): Stratigraphic and Structural Alpine versus Pre-Alpine Constraints from the Ardales Area (Province of Malaga). II. Structure. *The Journal of Geology*, 117: 263-284. <http://dx.doi.org/10.1086/597365>
- Peyre, Y. (1974). *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne)*. Lab. Géol. Méditerranéenne, Tesis doctoral, Universidad de Paris, 518 pp.
- Sanz de Galdeano C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present. *Tectonophysics*, 172: 107-119. [http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90062-D](http://dx.doi.org/10.1016/0040-1951(90)90062-D)
- Sanz de Galdeano, C. (1996). The E-W segments of the contact between the External and Internal Zones of the Betic and Rif Cordilleras and the E-W corridors of the Internal Zone (A combined explanation). *Estudios Geológicos*, 52: 123-136. <http://dx.doi.org/10.3989/egeol.96523-4260>
- Sanz de Galdeano, C. (2012a). Génesis de la estructura arqueada de la Sierra de las Cabras al Gibalto, provs. de Málaga y Granada). *Estudios Geológicos*, 68: 179-187. doi: 10.3989/egeol.40487.150
- Sanz de Galdeano, C. (2012b). Estructuras ligadas al contacto entre las zonas Interna y Externa de la Cordillera Bética al Norte de Málaga. *Geo-Temas*, 13: 449-452.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A. (2012). The Torcal de Antequera, an example of a structure formed by a large scale dextral transcurrent system. *Estudios Geológicos*, 68: 189-202. doi: 10.3989/egeol.40679.160
- Sanz de Galdeano, C., Lozano, J.A. y Puga, E. (2008). El "Triás de Antequera": naturaleza, origen y estructura. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21: 110-124.
- Wildi, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 24: 201-297.

Recibido el 4 de mayo de 2012

Aceptado el 28 de agosto de 2012

Publicado online el 15 de abril de 2013