

EL RELIEVE DE LA CORDILLERA BÉTICA

The relief of the Betic Cordillera

Carlos Sanz de Galdeano (*), Jesús Galindo-Zaldívar (**), Pedro Alfaro (***) y Patricia Ruano (**)

RESUMEN

La Cordillera Bética es un orógeno alpino resultado de la colisión entre las placas Africana y Euroasiática. Aunque la deformación alpina comenzó hace aproximadamente 60 millones de años, el relieve actual está asociado principalmente a los procesos tectónicos ocurridos en los últimos 8 millones de años, desde el Tortonense superior hasta la actualidad. En este último periodo la Cordillera Bética ha estado sometida a un campo de esfuerzos regional de compresión NNO-SSE y a extensión perpendicular ENE-OSO, aunque variable en el detalle. Los esfuerzos compresivos han producido numerosos pliegues, de dirección media E-O/ENE-OSO, algunos de ellos probablemente asociados a cabalgamientos. Estos pliegues, la mayoría todavía activos, han formado un relieve en el que los antiformes coinciden con las principales sierras de la Cordillera, y los sinformes con depresiones. La extensión ENE-OSO se acomoda por fallas normales, especialmente de dirección NO-SE, que se sitúan en los bordes de las sierras, y producen un relieve escalonado. Además, existen fallas activas de salto en dirección entre las que destaca la Zona de Cizalla de la Bética oriental, aunque tiene una impronta en el relieve mucho menos destacada. A favor de todas estas estructuras se está produciendo una elevación regional de la Cordillera Bética desde el Tortonense superior hasta la actualidad. Esta elevación, todavía activa, tiene un valor máximo alrededor de 0.5 mm/año en Sierra Nevada y disminuye progresivamente en otras partes del orógeno.

ABSTRACT

The Betic Cordillera is an Alpine orogen created by the collision of the Africa and Eurasian plates. Although this alpine deformation started 60 millions years ago, the present relief is related to tectonic processes occurred during approximately the last 8 millions years, from the Late Tortonian to the Present. During this period the Betic Cordillera has been subject to regional NNW-SSE compression and ENE-WSW extension, with local heterogeneities. These compressive stresses have created numerous E-W/ENE-WSW active folds, some of them probably related to thrusts. Present topography is controlled mainly by these active folds, where uplifted sectors coincide with antiforms and depressions with synforms. ENE-WSW extension is mainly accommodated by NW-SE normal faults, which create a stepped relief. In addition, several strike-slip faults as the Eastern Betic Shear Zone also exist, but associated vertical movements are not noticeable. A regional uplift is produced in the Betic Cordillera from the Late Tortonian to the Present caused by these structures. This active uplift is maximum in Sierra Nevada, where it reaches a value of about 0.5 mm/year, and progressively diminishes in all directions.

Palabras clave: Cordillera Bética, relieve, tectónica activa, fallas activas, plegamiento activo.

Keywords: Betic Cordillera, relief, active tectonics, active faults, active folding.

INTRODUCCIÓN

La Cordillera Bética o Cordilleras Béticas son un conjunto de montañas que se extienden desde el golfo de Cádiz hasta Alicante y Baleares. Este artículo se centra en el sector bético de la Península Ibérica ya que el promontorio Balear es objeto de un trabajo específico en este mismo monográfico (Giménez *et al.*, 2007).

Desde un punto de vista geológico la Cordillera Bética se sitúa en el extremo occidental de los oró-

genos alpinos mediterráneos (Fig. 1). Junto al Rif forma una estructura arqueada conocida como Arco de Gibraltar (Fig. 2).

Desde un punto de vista geográfico las Béticas han sido tradicionalmente divididas en dos cordilleras: Subbética y Penibética. Pero este significado geográfico se ha modificado desde un punto de vista geológico. En la actualidad, la Cordillera Bética se divide en dos grandes zonas geológicas: la Externa situada al norte (equivalente al término geográfico Subbético), que a su vez se subdivide en Prebético-

(*)Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. 18071. csanz@ugr.es

(**) Departamento de Geodinámica, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada. 18071 Granada. jgalindo@ugr.es /pruano@ugr.es

(***) Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Facultad de Ciencias, Universidad de Alicante, Ap. 99, 03080 Alicante. pedro.alfaro@ua.es

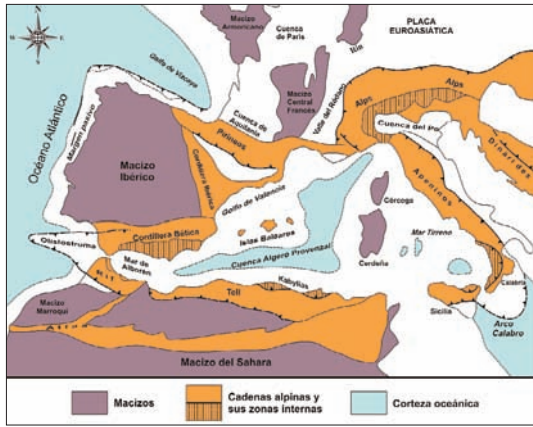


Fig. 1. Esquema geológico del Mediterráneo occidental con los principales orógenos alpinos.



Fig. 2. Vista de satélite del arco de Gibraltar (Cordillera Bética y Rif). Fotografía cortesía de la NASA. <http://eol.jsc.nasa.gov/scripts/sseop/clickmap.pl?hashnumber=7270&fieldlist=GEON,FEAT,LAT,LON,PDATE&options=none>

ca y Subbética, y la Interna (equivalente al término geográfico Penibético) (Fig. 2). Además, existe otro dominio, las Unidades del Campo de Gibraltar, también denominadas Unidades de los Flyschs, ampliamente representado en la provincia de Cádiz y en algunas zonas del contacto entre Zona Externa e Interna. Finalmente, sobre estos dominios se sitúan cuencas sedimentarias rellenas por materiales de edad comprendida entre el Mioceno y la actualidad (Fig. 3).

Un conocimiento más detallado de la geología de la Cordillera Bética se puede encontrar en Vera

(1994, 2004). También existen numerosos artículos de investigación publicados sobre la Cordillera (ver Molina y Vera, 2003). Sanz de Galdeano (1990) realiza una síntesis sobre la evolución geodinámica bética desde el Mioceno hasta la actualidad. Además, existen varias recopilaciones exhaustivas en los libros

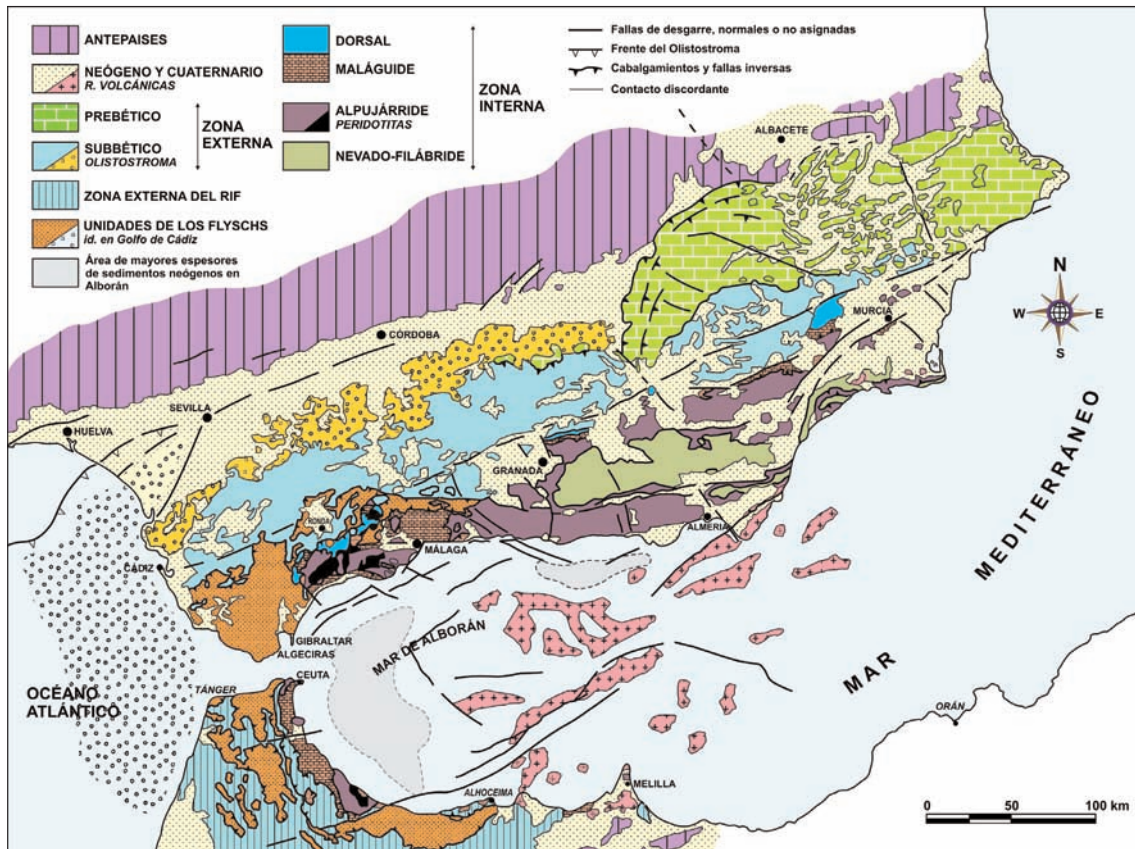


Fig. 3. Mapa geológico simplificado de la Cordillera Bética.

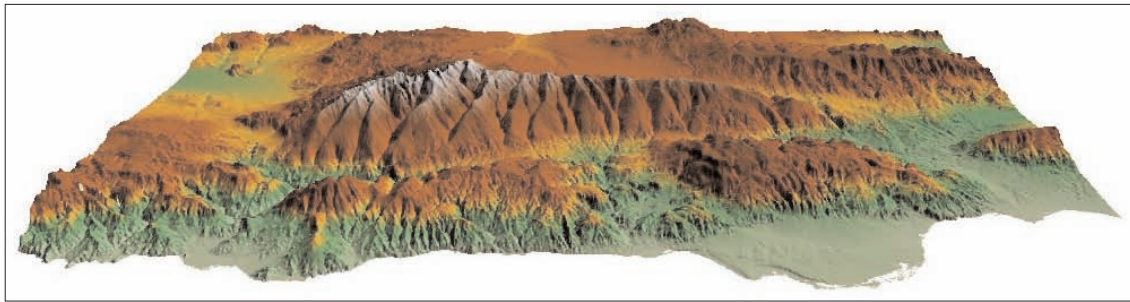


Fig. 4. Modelo digital del terreno del sector central de la Cordillera Bética donde se localiza Sierra Nevada, el techo de la Península Ibérica.

Geomorfología de España (1994; Gutiérrez Elorza), *The Geology of Spain* (2002; eds. Gibbons and Moreno), *Geología de España* (2004; ed. Vera) y *Geología de España: una historia de seiscientos millones de años* (2004, Meléndez Heviá), entre otros.

En cuanto al relieve, que es el objetivo de este artículo y del monográfico, las mayores cotas de la Cordillera Bética se encuentran en su Zona Interna. Destaca Sierra Nevada, con el Mulhacén de 3481 m y el famoso pico Veleta de 3392 m, además de otra veintena de cimas que configuran una cuerda con una altitud superior a 3000 m conocida en senderismo como la *Integral de Sierra Nevada* (techo de la Península Ibérica) (Fig. 4). Además existe un conjunto de sierras con una altitud máxima alrededor

de 2200 m (Baza, Gádor y Filabres) y otro conjunto cuyas cimas tienen una altura de aproximadamente 2000 m (Tejeda, Ronda y Almirajara). Otros relieves destacados con más de 1700 m de altitud son las sierras de Lújar y de las Estancias. Con menor cota también hay que destacar los Montes de Málaga y, en el sector más oriental, las sierras de La Tercia, Espuña, Carrascoy y Orihuela-Callosa (Fig. 5).

Las montañas de la Zona Externa son, generalmente, de menor altitud. Las máximas cotas, entre 2200 y 1500 m, se encuentran las sierras de Cazorla, Segura, Mágina, María, Harana, Pandera y Aitana. Otras sierras emblemáticas son las de la Subbética cordobesa y la de Mariola en el sector más oriental (Fig. 5).

Las unidades del Campo de Gibraltar se caracterizan por un relieve más alomado a excepción de la Sierra de la Aljibe modelada en areniscas muy resistentes a la erosión que alcanza una altitud ligeramente superior a los 1000 m en la Pilita de la Reina.

Finalmente, sobre las rocas de estos tres dominios que forman el sustrato de la Cordillera se sitúan varias depresiones entre las que destaca el valle del Guadalquivir. Este valle transita desde los 400 m de altitud en su sector más oriental has-



Fig. 5. Relieve de la Cordillera Bética. A. Modelo digital del Terreno (cortesía del grupo ANAYA). B. Principales sierras y cuencas sedimentarias.

ta el nivel del mar en el Parque Nacional de Doñana. Otras depresiones destacables son las de Granada y Guadix-Baza, situadas a una altitud media de 850 y 1000 m respectivamente, así como las de Ronda, Antequera, Almanzora, Sorbas-Tabernas, Lorca, Mula, Bajo Segura, Cartagena y Alcoy (Fig. 5).

En este trabajo planteamos varias cuestiones: ¿cómo se han formado estas montañas y depresiones?, ¿se han formado al mismo tiempo las montañas de la Zona Externa e Interna de la Cordillera?, ¿por qué en la Zona Interna los relieves son algo mayores que en la Externa?, ¿se siguen formando en la actualidad o se están erosionando?

Tal y como ocurre en otras zonas de la Península Ibérica, el relieve está estrechamente ligado a sus características geológicas. De los principales factores que influyen en la topografía nos vamos a centrar exclusivamente en el estructural o tectónico que es el que controla el relieve regional. Otros factores como el litológico tienen una influencia más local y no serán tratados en este artículo.

En primer lugar analizamos el contexto geodinámico de los últimos millones de años, después realizamos un análisis de los movimientos verticales recientes a los que ha estado sometida la Cordillera y cuáles son las estructuras responsables de estos movimientos. Para finalizar, interpretamos cómo podría ser el relieve de la Cordillera si no se modifica la situación geodinámica actual.

CONTEXTO GEODINÁMICO RECIENTE Y ACTUAL

La historia geológica de la Cordillera Bética está estrechamente ligada a la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática que se inició a principios del Terciario y a una pequeña microplaca si-

tuada entre ambas: el bloque de Alborán. Las rocas del bloque de Alborán sufrieron una intensa deformación durante el Terciario que fue responsable de la formación de mantos de corrimiento en la Zona Interna. En la pila de mantos se diferencian tres complejos principales: Nevado Filábride, Alpujarride y Maláguide (a este último se le suele asociar un cuarto complejo, la Dorsal). En el Mioceno Inferior (hace aproximadamente 23 millones de años), el bloque de Alborán que estaba situado al Sur de Cerdeña, comenzó a desplazarse hacia el Oeste hasta colisionar con el borde Sur del Macizo Ibérico, donde encontró las rocas de la Zona Externa. Como resultado de esta colisión se produjo una gran deformación en la microplaca de Alborán (que en la actualidad constituyen la Zona Interna de la Cordillera Bética) y en la región situada al sur del Macizo Ibérico (que constituye la Zona Externa de la Cordillera). La máxima deformación (que recibe el nombre de paroxismo) se alcanzó en el Burdigaliense (Mioceno Inferior), hace unos 19 millones de años. En la Zona Externa las rocas sufrieron una tectónica más superficial y menos intensa, conocida como tectónica de cobertera, que será explicada posteriormente en el apartado de *Estructuras recientes de la Cordillera Bética*.

A partir de ese momento hubo un periodo en el que dominaron las estructuras extensivas que adelgazaron la corteza continental y formaron el Mar de Alborán. Esta zona invadida por el mar, aunque con sustrato continental, inicialmente era mucho más ancha que el mar actual y ocupaba desde el Macizo Ibérico hasta la Meseta Marroquí.

A pesar de esta intensa deformación alpina ocurrida durante el Terciario, hace aproximadamente 8 millones de años la Cordillera Bética no tenía un relieve tan acentuado como el actual. El relieve estaba caracterizado por pequeñas islas separadas entre sí por pasillos marinos más o menos profundos



Fig. 6. Mapa paleogeográfico de la Cordillera Bética en el Tortoniano superior, hace aproximadamente 8 millones de años (modificado de Serrano, 1979).

(Fig. 6). En esos momentos se produjo un cambio geodinámico importante: el bloque de Alborán dejó de desplazarse hacia el oeste en el Tortoniense. El campo de esfuerzos compresivo adquirió una dirección principal NNO-SSE (Jabaloy *et al.*, 2003). En la Zona Interna comenzaron a formarse grandes pliegues de dirección media E-O con una longitud de onda superior a la decena de kilómetros, asociados a cabalgamientos profundos. La Zona Externa también sufrió acortamiento, aunque con mucha menos intensidad. En la actualidad la actividad sísmica es mayor en la Zona Interna que en la Externa de la Cordillera. Para comprender cómo se deforman las rocas y se forma el relieve de la Cordillera, especialmente el de la Zona Externa, se puede consultar el artículo ¿Cómo se forman las montañas? de Crespo y Luján (2004).

Por tanto, el relieve actual de la Cordillera Bética está relacionado principalmente con procesos tectónicos mucho más recientes, posteriores a la estructuración de los grandes mantos de corrimiento de la Zona Interna, y posteriores a parte de la deformación sufrida por las rocas de la Zona Externa.

En la actualidad las placas Africana y Euroasiática se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 mm/año (Argus *et al.*, 1989; De Mets *et al.*, 1990) (Fig. 7). Además de la compresión NO-SE ligada a la convergencia de placas, en la Cordillera Bética, especialmente en su sector central, se está produciendo una extensión aproximadamente perpendicular de dirección media E-O a NE-SO. Esta extensión se acomoda a partir de fallas normales activas de dirección NO-SE. En la actualidad, la mayor parte del acortamiento entre las dos placas se acomoda en la Zona Interna de la Cordillera y, en mucha menor medida, en la Zona Externa.

MOVIMIENTOS VERTICALES DURANTE LOS ÚLTIMOS 8 MILLONES DE AÑOS

Como se ha comentado anteriormente, en el Tortoniense superior la actual Cordillera Bética estaba ocupada en gran parte por el mar. Además, entre hace 8.5 y 7.2 millones de años (Rodríguez Fernández y Sanz de Galdeano, 2006), se produjo una importante subida del nivel del mar que inundó gran parte de la Cordillera. El relieve emergido quedó reducido a un conjunto de pequeñas islas separadas por estrechos corredores marinos y pequeñas cuencas (Fig. 6). A través de la actual cuenca del Guadalquivir existía conexión entre el Océano Atlántico y el Mar Mediterráneo. En todos estos pasillos y pequeñas cuencas marinas se depositaron materiales marinos, la mayoría de ellos someros. En la actualidad, estas rocas marinas de edad Tortoniense superior son muy abundantes en los relieves emergidos de la Cordillera.

Hemos usado estas rocas, especialmente las que se depositaron en la línea de costa o muy próxima a ella (muy someros), como marcador para calcular los movimientos verticales. La figura 8 (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004) muestra la altitud actual de estas rocas marinas tortonienses que refleja la elevación mínima que ha sufrido la Cordillera. Decimos que es la elevación mínima porque en las partes más altas de las sierras casi nunca afloran estos materiales ya que han sido parcialmente erosionados (aunque en algunos casos está demostrado que nunca se depositaron). Por tanto, la elevación pudo ser incluso mayor. En cualquier caso, la figura proporciona una visión general de la elevación que ha sufrido la Cordillera hasta dar lugar a los relieves actuales.

Los máximos movimientos verticales se sitúan en la Zona Interna de la Cordillera, especialmente

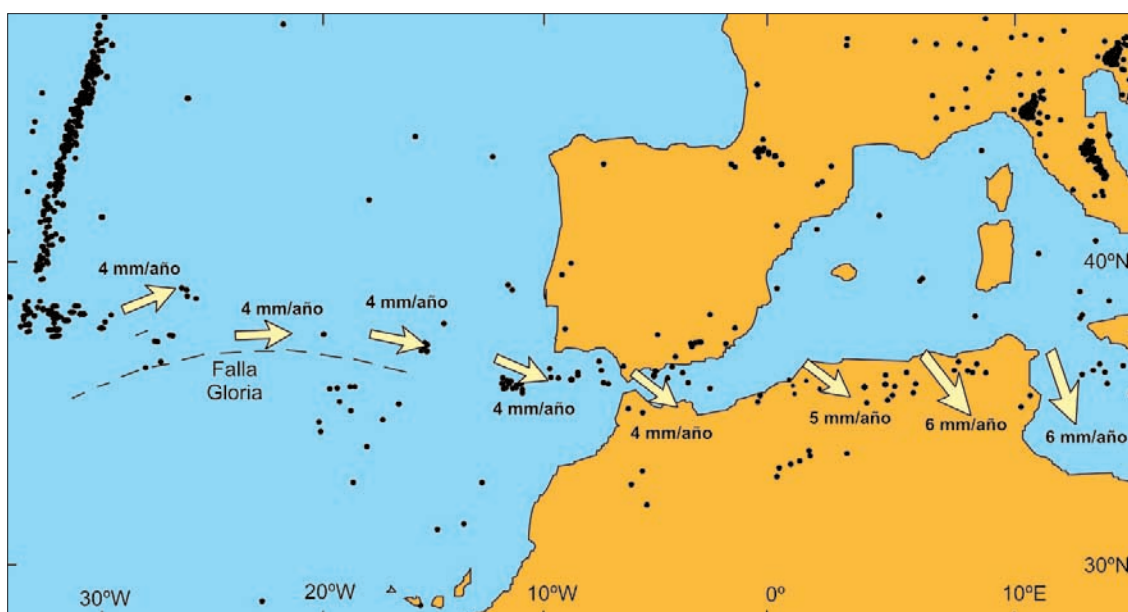


Fig. 7. Convergencia actual entre las placas Africana y Euroasiática en el sector de la Península Ibérica (según Argus *et al.*, 1999).

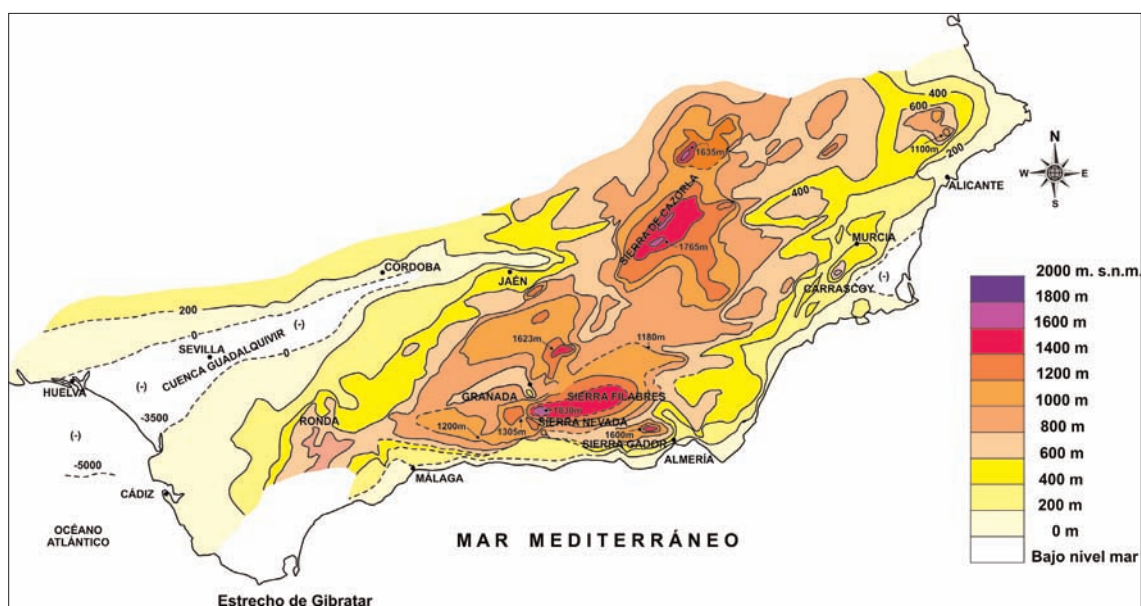


Fig. 8. Altura actual de los afloramientos del Tortonense superior (rocas marinas someras) (modificado de Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004).

en Sierra Nevada y las sierras de los Filabres y de Baza. Sanz de Galdeano y López Garrido (1999) describen los dos afloramientos de rocas marinas tortonienses de mayor altitud, que se encuentran a 1755 y 1830 m.s.n.m. en el sector occidental de Sierra Nevada. Otros sectores que han sufrido una elevación notable son las sierras de Almirajara y Tejada, donde se encuentran afloramientos tortonienses hasta 1305 m. Hacia el este de la Cordillera, los movimientos verticales son menores alcanzando valores inferiores a 1000 m en Sierra Espuña y Carrascoy.

En la Zona Externa de la Cordillera destacan las elevaciones de las sierras de Cazorla y Harana donde las rocas tortonienses se encuentran a 1705 y 1623 m respectivamente.

También hay que resaltar varios sectores donde estas rocas marinas tortonienses se encuentran en la actualidad por debajo del nivel del mar (cuencas del Guadalquivir, Granada, Cartagena y Bajo Segura). Aunque en la actualidad hay evidencias de que estas cuencas se están elevando, desde el Tortonense a la actualidad han debido ser sectores subsidentes (probablemente a lo largo de todo el Mioceno Superior e incluso parte del Plioceno Inferior).

A partir de estos datos se puede concluir que las velocidades de los movimientos verticales que se han producido en la Cordillera Bética en los últimos millones de años, responsables del relieve actual, están por debajo del milímetro. A partir de algunos estudios regionales (Braga *et al.*, 2003; Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004), que han utilizado las rocas marinas tortonienses como marcador, se deduce que la elevación regional de la Cordillera Bética alcanza un valor máximo de 0.5 mm/año en su sector central, y disminuye gradualmente en todas direcciones.

ESTRUCTURAS RECIENTES DE LA CORDILLERA BÉTICA

Las estructuras recientes responsables del relieve actual de la Cordillera son principalmente pliegues (algunos de ellos deben estar asociados a cabalgamientos profundos) ligados a la compresión NNO-SSE y fallas normales asociadas a la extensión perpendicular ENE-OSO. También hay algunas fallas de dirección de gran importancia regional pero, debido al predominio de movimientos horizontales, tienen una impronta en el relieve mucho menor. Entre estas estructuras de salto en dirección destaca la Zona de Cizalla de la Bética oriental (Silva *et al.*, 1993; De Larouzière *et al.*, 1988).

A continuación se describen las principales estructuras tectónicas de la Cordillera Bética responsables del relieve reciente. Nos centramos exclusivamente en los movimientos verticales producidos por estas estructuras, dejando al margen los movimientos horizontales de acortamiento regional NNO-SSE y extensión perpendicular ENE-OSO.

Pliegues activos de la Zona Interna

De forma muy simplificada podemos concluir que el relieve de la Zona Interna es debido, en gran parte, a la existencia de pliegues aproximadamente E-O de tamaño kilométrico que, localmente, están cortados por fallas normales de dirección mayoritaria NO-SE. La Zona Interna tiene un relieve concordante en el que los antiformes coinciden con sierras mientras los sinformes lo hacen con valles o depresiones. Algunas de estas sierras con estructura antiforme son Sierra Nevada, Filabres, Alhamilla, Tejada, Almirajara, Guajares, Gador, Tercia y Carrascoy, entre otras (Figs. 5 y 9). Se trata de pliegues simétricos y pliegues vergentes al norte, la mayoría

de dirección aproximada E-O, en cuya parte central afloran mayoritariamente rocas metamórficas de la Zona Interna y, en algunas ocasiones, rocas sedimentarias. Las estructuras más antiguas (mantos de corrimiento entre el Alpujárride, Nevado-Filábride y Maláguide) también están plegadas por estas estructuras más recientes.

Sierra Nevada, el mayor relieve de la Cordillera Bética y de la Península Ibérica, es un gran antifor­me asimétrico vergente al norte con algunos plie­gues secundarios que deforman mayoritariamente rocas antiguas de edad anterior al Mioceno Superior (son mayoritariamente del Paleozoico y del Triásico) (Fig. 9). A continuación se exponen algunos de los datos que avalan la formación reciente del relieve de Sierra Nevada.

a) Tal y como se ha comentado en el apartado anterior, en algunos sectores de Sierra Nevada, sobre las rocas antiguas se apoyan rocas marinas

del Tortoniense que se sitúan cerca de los 2000 m de altitud. Por eso deducimos que desde entonces Sierra Nevada se ha elevado como mínimo ese valor. Algunos autores (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1999) estiman que la elevación ha debido ser próxima a los 5000 m teniendo en cuenta la erosión simultánea que ha sufrido la sierra mientras se elevaba.

b) Aunque los antifor­mes son los que forman los relieves positivos, más espectaculares, lógicamente también hay sinfor­mes. En estos pliegues, se formaron cuencas sedimentarias cuyo relleno sedimentario nos indica la edad del plegamiento. En la Cordillera Bética varias de estas cuencas (por ejemplo la del Bajo Segura) están rellenas por rocas desde el Tortoniense hasta la actualidad. El relleno sedimentario es simultáneo al plegamiento, de forma que la deformación de los materiales disminuye progresivamente con la edad.

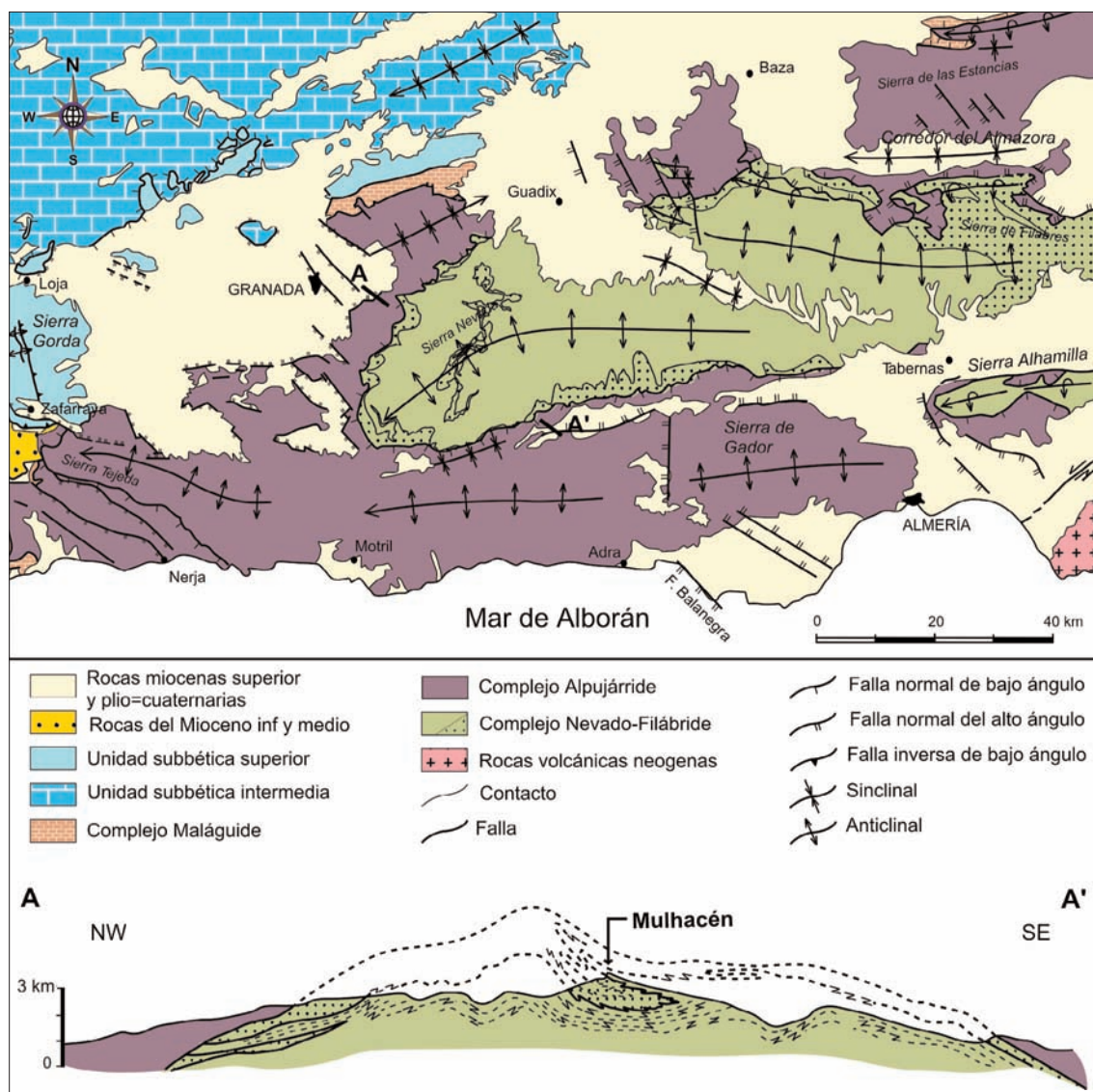


Fig. 9. Mapa con las principales estructuras geológicas de la Zona Interna bética (sector central) (modificado de Galindo-Zaldívar et al., 2003). Las estructuras más complejas de deformación del Nevado Filábride (más antiguas) están plegadas por un anticlinal más reciente responsable del relieve de Sierra Nevada.

c) A partir de huellas de fisión en apatitos y zircones, Johnson *et al.* (1997) determina que Sierra Nevada comenzó a levantarse entre hace 8 y 9 millones de años.

Pliegues y cabalgamientos de la Zona Externa

Para comprender el relieve de la Zona Externa hay que tener en cuenta su particular configuración: (A) está constituida por una sucesión de rocas, mayoritariamente sedimentarias, de edad Mesozoico y Terciario que se apoyan sobre un basamento varisco (Macizo Ibérico), y (B) en la base de las rocas sedimentarias (cobertera sedimentaria) se sitúa una potente sucesión de rocas arcillosas, arenosas y evaporíticas (facies Keuper) de edad Triásico. El contraste entre las rocas del basamento muy resistentes, y las rocas sedimentarias de edad Mesozoico y Terciario, con un nivel muy poco resistente entre ambas (Triásico Keuper), hizo que esta cobertera sedimentaria se despegase de su basamento, plegándose y fracturándose. Desde un punto de vista estructural, esta superficie de “resbalamiento” recibe el nombre de nivel de despegue. Las rocas de la cobertera sedimentaria se pliegan y fracturan acomodando los esfuerzos compresivos. El resultado es un conjunto de pliegues y cabalgamientos que afectan a una cobertera de hasta aproximadamente 5-6 km de espesor. En ocasiones, aprovechando las superficies de fractura, el material de edad triásico de naturaleza plástica extruye en superficie formando estructuras diapíricas, muy abundantes en la Zona Externa (Fig. 10). Para comprender mejor este tipo de deformación, conocido como tectónica de cobertera, se puede consultar el artículo de Crespo y Luján (2004), en el que se realizan varios experimen-

tos con arenas. Información más detallada de modelos analógicos también se puede consultar en <http://www.ugr.es/~geodina/>.

Son, en general, pliegues de menor longitud de onda que los de la Zona Interna y, por tanto, suelen producir relieves de menor altitud (Fig. 11). La mayoría de las sierras de la Zona Externa tienen una dirección media N70E, conocida como “dirección bética”. Entre estas sierras destacan las de Pandera, Mágina, María, Harana y Aitana. Otras sierras de la Zona Externa de la Cordillera Bética importantes son las de Cazorla, que tienen una dirección NNW-SSE. Esta dirección diferente a la considerada “dirección bética” es debido a que la formación de estas sierras está asociada a un arco tectónico: el Arco de Cazorla.

Aunque la cronología de la deformación es un tema complejo se puede concluir, de manera simplificada, que existe una migración de su intensidad de norte a sur. La deformación principal de los materiales de la Zona Externa es algo más antigua que en la Zona Interna. Aunque los rasgos de tectónica activa más importantes de la Cordillera se encuentran en su Zona Interna, en la Externa siguen existiendo evidencias de deformación reciente.

Fallas normales

La extensión ENE-OSO a la que está sometida la Cordillera Bética en los últimos millones de años se acomoda principalmente por fallas normales que tienen, en su mayoría, una dirección NO-SE. Estas fallas, situadas mayoritariamente en los bordes de las sierras, escalonan el relieve generando cuencas intramontañosas (depresiones topográficas) entre

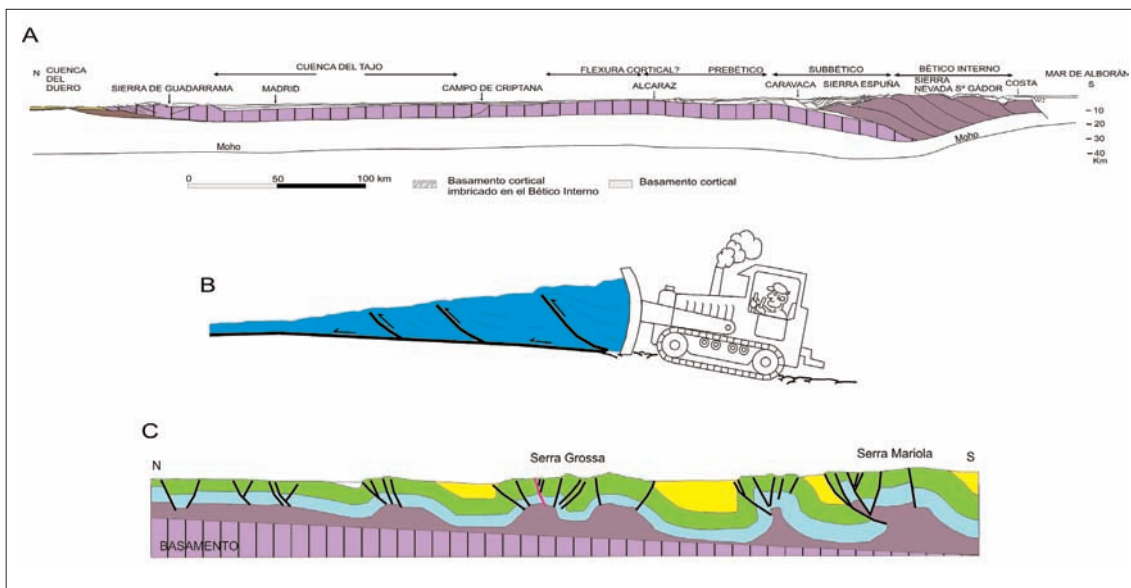


Fig. 10. A. Sección estructural a través del sector central y meridional de la Península Ibérica deducida a partir de la sísmica de refracción, en la que se representa de forma esquemática la estructura cortical de la Cordillera Bética (según Banks y Warburton, 1991). B. Esquema simplificado de la formación de una cuña orogénica (modificado de Martínez *et al.*, 1993). C. Corte geológico de la Zona Externa de la Cordillera Bética en su sector más oriental (provincia de Alicante) en el que se observa la tectónica de cobertera y el nivel de despegue en los materiales del Triásico (facies Keuper) (modificado de Roca *et al.*, 2006).



Fig. 11. A. Sector del Puig Campana-Ponoch (cortesía del Diario *Información*). B. Panorámica del anticlinal de la Sierra de Bernia (fotografía tomada desde Altea Hills).



los relieves del basamento (bloques levantados de las fallas).

Entre estas fallas normales destacan el conjunto de fallas situadas entre Sierra Nevada y la Cuenca

de Granada (fallas de Padul-Nigüelas, Dílar, Sierra Elvira, Granada, ...). Entre ellas cabe mencionar, por su espectacularidad geomorfológica, la falla de Padul-Nigüelas, declarada Monumento Natural por la Junta de Andalucía. Desafortunadamente, su frente montañoso está siendo destruido por varias canteras para áridos que extraen precisamente las rocas de la zona de falla (Fig. 12). Esta falla de dirección NO-SE, con una longitud de 12 km, tiene un desplazamiento aproximado de 800 m. En su bloque levantado se sitúa el borde oeste de Sierra Nevada mientras que en su bloque hundido se sitúa una pequeña depresión, dentro de la Cuenca de Granada, en la que abundan los depósitos de turba (turbera de Padul). Información más detallada sobre la misma se puede encontrar en varios artículos de investigación y en un trabajo de divulgación de Ruiz *et al.* (2004).

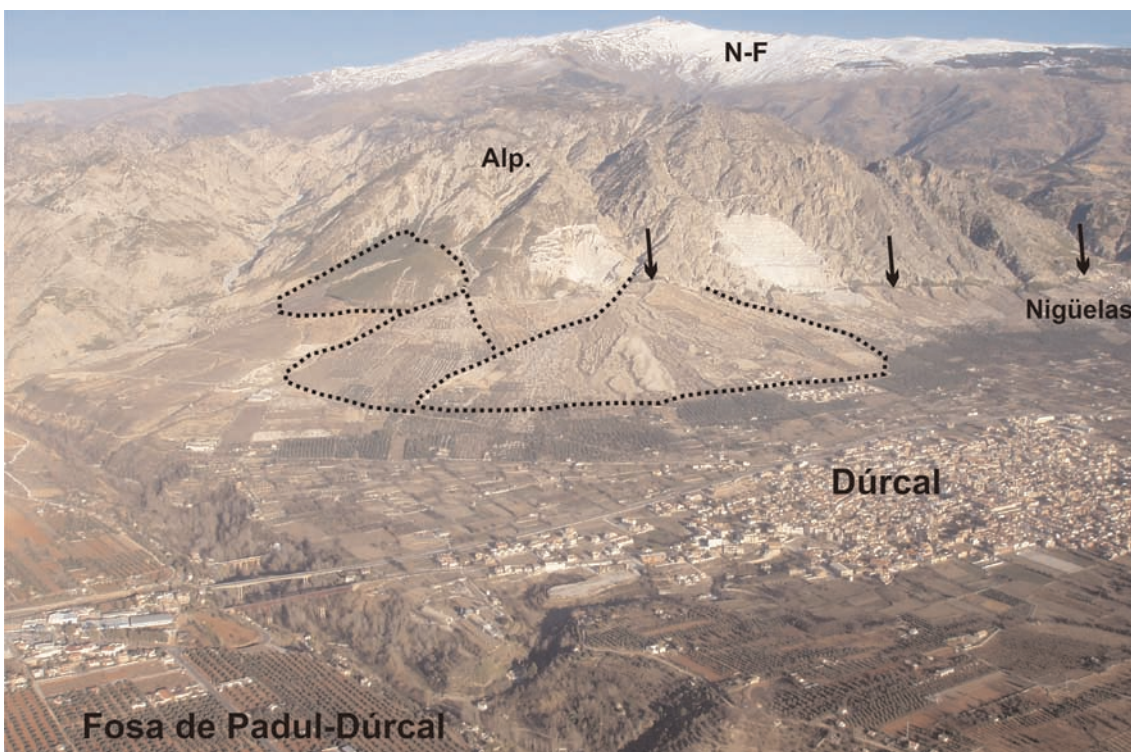


Fig. 12. Panorámica de la falla de Padul-Nigüelas (cortesía de Javier Sanz de Galdeano). Las flechas indican la traza de la falla de Padul-Nigüelas. La línea gruesa de puntos señala algunos de los abanicos aluviales asociados a la falla. Obsérvese la ubicación de las canteras de áridos en la zona de falla. N-F: Nevado-Filábride; Alp. Alpujarride.

También es interesante, por su “peligrosidad” sísmica, la falla de Granada. Esta falla normal, de dirección NO-SE, divide topográficamente la ciudad de Granada en su bloque levantado (donde se localiza por ejemplo el barrio del Albaycín y la Alhambra) y el bloque hundido donde se sitúa el conjunto histórico de la Catedral y gran parte de la ciudad moderna.

Otra falla normal importante es la de Baza (al este de la provincia de Granada) situada en la cuenca de Guadix-Baza. Esta fractura de 37 km de longitud y más de 2000 m de desplazamiento ha sido responsable de la división de la cuenca en dos: Baza al este (en el bloque hundido) y Guadix al oeste (en el bloque levantado). Es probablemente la falla responsable del terremoto histórico de Baza que, en el año 1531, causó grandes daños en las poblaciones de Baza y Benamaurel, donde se contabilizaron casi 400 víctimas mortales.

En la provincia de Almería se localiza la falla de Balanegra (Almería), una falla normal de dirección NO-SE situada en el borde meridional de la Sierra de Gádor. Esta falla activa, que controla la dirección de la costa, es responsable de la serie sísmica ocurrida en los años 1993 y 1994. Es paralela a otras fallas de menor entidad que deforman la región del Campo de Dalías.

Otra falla importante en la Cordillera Bética es la de Zafarraya, situada en los límites de las provincias de Málaga y Granada. Es una falla normal, de 15 km de longitud, con una dirección media que varía entre E-O y NO-SE, situada en el flanco norte del antiformal de Sierra Tejeda. En su bloque hundido se sitúa la depresión de Zafarraya. Esta falla es la estructura sismogénica responsable del terremoto de Andalucía de 1884 que causó casi 1000 víctimas mortales. Forma parte de un conjunto de fallas que se extiende al este (en el corredor de las Alpujarras) y al oeste.

Zona de Cizalla de la Bética oriental

En el sector oriental de la Cordillera Bética, en su Zona Interna, se localiza una importante zona de cizalla sinistrosa que se extiende desde Almería hasta Alicante (Silva *et al.*, 1993; De Larouzière *et al.*, 1988). A lo largo de esta zona de cizalla, de aproximadamente 300 km de longitud, se suceden varias fallas activas entre las que destacan las fallas de Carboneras, Palomares, Lorca-Alhama y Carrascoy. En estas fallas predominan los desplazamientos horizontales por lo que la creación de relieve no ha sido muy significativa. Sin embargo, en sus extremos meridional (Almería) y septentrional (Alicante), existen movimientos verticales ligados a fallas normales en el sur (transtensión) y fallas inversas en el norte (transpresión). Esta zona de cizalla se prolonga hacia el SO en el Mar de Alborán y hacia el este, en la provincia de Alicante, en el Mar Mediterráneo (Alfaro *et al.*, 2002). En la zona de Alicante, en la terminación oriental en tierra de este corredor, se encuentra la falla del Bajo Segura, posible responsable del terremoto de Torrevieja de 1829 que



Fig. 13. Panorámica del anticlinal del Pilar (Sierra de Benerjúzar, Alicante) relacionado con la actividad reciente de la falla del Bajo Segura.

causó casi 400 víctimas mortales. Es una falla inversa ciega que produce en superficie pliegues activos como el de la figura 13.

¿CÓMO SERÁ EL RELIEVE DE LA CORDILLERA BÉTICA DENTRO DE VARIOS MILLONES DE AÑOS?

Si no cambia el contexto geodinámico actual y durante los próximos millones de años continúa la compresión NO-SE, la elevación tectónica de la Cordillera Bética continuará. Desconocemos si este levantamiento tectónico y los procesos erosivos ya han alcanzado un equilibrio (no existen estudios de este tipo en la Cordillera).

Además, parece probable que emerjan progresivamente nuevos sectores de la plataforma continental, tal y como ocurre actualmente en el Campo de Dalías, cerca de Almería, donde aflorarán los depósitos acumulados en el Mar de Alborán. Los pliegues y fallas que acomodan este acortamiento se han reconocido por ejemplo en perfiles sísmicos realizados en la plataforma continental de Alicante (Alfaro *et al.*, 2002). Por otra parte, en las figuras 5 y 6 se puede reconocer como la línea de costa atlántica ha retrocedido hacia el oeste a lo largo de los últimos millones de años hasta alcanzar su posición actual en Doñana.

En definitiva, la emersión progresiva de nuevos sectores en la Cordillera, que se ha producido desde el Mioceno Superior (Fig. 6) hasta la actualidad (Fig. 5), continuará si no cambia el contexto geodinámico.

CONCLUSIONES

El relieve actual de la Cordillera Bética está relacionado principalmente con los procesos tectónicos ocurridos en los últimos 8 millones de años que, a su vez, están controlados por la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática.

El contexto geodinámico regional actual se caracteriza por una compresión NNO-SSE y una extensión aproximadamente perpendicular ENE-OSO. La compresión produce una elevación regional de la

Cordillera cuya velocidad máxima, situada en Sierra Nevada, es de aproximadamente 0.5 mm/año.

Las estructuras responsables del relieve actual de la Cordillera Bética son pliegues (algunos asociados a cabalgamientos profundos) que acomodan la compresión citada. También las fallas normales activas debidas a la extensión aproximadamente perpendicular producen un relieve escalonado.

Aunque toda la Cordillera acomoda actualmente este acortamiento, en la actualidad éste lo hace en mayor medida en su Zona Interna, donde se encuentran en la actualidad los mayores relieves y la mayor actividad sísmica.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos de investigación BTE2001-5230-E, CGL200401636/BTE, CGL2006-06001, CSD2006-00041 y por la Generalitat Valenciana (GRU-POS03/085, OCYT). Queremos agradecer al grupo ANAYA el que nos haya permitido la utilización del MDT de la figura 5, al Diario Información el uso de la fotografía de la figura 11B, y a Javier Sanz de Galdeano que nos haya cedido la fotografía de la figura 12.

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro, P., Delgado, J., Estévez, A., Soria, J.M. y Yébenes, A. (2002). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.

Argus, D.F., Gordon, R.G., DeMets, C. y Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *Journal of Geophysical Research*, 94, 5585-5602.

Banks, C.J. y Warburton, J. (1991). Mid-crustal detachment in the Betic system of southeast Spain. *Tectonophysics*, 191, 275-289.

Braga, J.C., Martín, J.M. y Quesada, C. (2003). Patterns and average rates of late Neogene-Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology*, 50, 3-26.

Crespo-Blanc, A. y Luján, M. (2004). Como se forman las montañas, enseñanzas del laboratorio. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 12, 1, 83-87.

De Larouzière, F.D., Bolze, J., Hernández, J., Montecat, C. y Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.

DeMets, C., Gordon, R.G., Aarhus, D.F. y Stein, S. (1990). Current plate motions. *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.

Galindo-Zaldívar, J., Gil, A.J., Borque, M.J., González-Lodeiro, F., Jabaloy, A., Marín Lechado, C., Ruano, P. y Sanz de Galdeano, C. (2003). Active faulting in the internal zones of the central Betic Cordilleras (SE Spain). *Journal of Geodynamics*, 36, 239-250.

Gibbons, W. y Moreno, T. (eds.) (2002). *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 649 pp.

Giménez, J., Gelabert, B. y Sàbat, F. (2007). El relieve de las Islas Baleares. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 15.2, 175-184.

Gutiérrez-Elorza, M. (1994). *Geomorfología de España*. Ed. Rueda, Madrid, 526 pp.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldívar, J. y González-Lodeiro, F. (2003). Evolución de los paleoesfuerzos en Iberia desde el Carbonífero superior a la actualidad. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 11,1, 10-21.

Johnson, C., Harbury, N. y Hurford, A.J. (1997). The role of extension in the Miocene denudation of the Nevado-Filábride, Betic Cordillera (SE Spain). *Tectonics*, 16, 189-204.

Martínez, A., Muñoz, J.A., Busquets, P. y Vilaplana, M. (1993). *La formació dels Pirineus: interpretació a partir d'un tall geològic als Pirineus centrals*. Col·lecció didàctica de diapositives. Generalitat de Catalunya, Departament de Política Territorial i Obres Públiques.

Meléndez-Hevia, I. (2004). *Geología de España: una historia de seiscientos millones de años*. Ed. Rueda, Madrid, 277 pp.

Molina, J.M. y Vera, J.A. (2003). *Bibliografía geológica de la Cordillera Bética y Baleares (1978-2002)*. Ed. Univ. Jaén, 271 p. y 1 CD-ROM. Contiene más de 3000 citas bibliográficas.

Roca, E., Sans, M. y Koyi, H.A. (2006). Polyphase deformation of diapiric areas in models and in the eastern Prebetics (Spain). *AAPG Bulletin*, 90, 1, 115-136.

Rodríguez-Fernández J. y Sanz de Galdeano C. (2006). Late orogenic intramontane basin development: the Granada basin, Betics (southern Spain). *Basin Research*, 18, 85-102. doi: 10.1111/j.1365-2117.2006.00284.x

Ruiz, A., Gil, A., Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). La falla de Padul. *Investigación y Ciencia*, 32-34.

Sanz de Galdeano, C. (1990). Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the Present. *Tectonophysics*, 172, 107-119.

Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. (1999). Nature and impact of the Neotectonic deformation in the western Sierra Nevada (Spain). *Geomorphology*, 30, 259-272.

Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). Tectonic significance of the present relief of the Betic Cordillera. *Geomorphology*, 63, 175-190.

Serrano, F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Univ. Málaga, 272 p y 45 lám.

Silva, P.G., Goy, J.L., Somoza, L., Zazo, C. y Bardají, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, Southeast Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.

Vera, J.A. (editor) (2004). *Geología de España*. Editado por la Sociedad Geológica de España y el Instituto Geológico y Minero de España, con la participación de 350 autores, Madrid, 720 p, 2 mapas, 1 CD-ROM.

Vera, J.A. (2004). *Geología de la Cordillera Bética*. En: Geología de Alicante (Eds. P. Alfaro, J.M. Andreu, A. Estévez, J.E. Tent-Manclús y A. Yébenes), Universidad de Alicante, 17-36.

Vera, J.A. (1994). Geología de Andalucía. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 2.2-2.3, 306-316. ■

*Fecha de recepción del original: 5 septiembre 2007
Fecha de aceptación definitiva: 29 octubre 2007*