

Análisis tectónico de los mapas de anomalía gravimétrica de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental)

J.M. Insua Arévalo⁽¹⁾, F. Martín-González⁽²⁾, R. Capote⁽¹⁾ y J.J. Martínez-Díaz⁽¹⁾

(1) Dpto. Geodinámica. Universidad Complutense de Madrid. c/ José Antonio Novais, 2. 28040 Madrid.
E-mail: insuarev@geo.ucm.es

(2) Área de Geología. ESCET. Universidad Rey Juan Carlos. c/ Tulipán, s/n. 28933 Móstoles - Madrid.

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra el análisis tectónico de los mapas de anomalía gravimétrica resultado de una campaña gravimétrica llevada a cabo en la Cuenca de Málaga, situada en la Cordillera Bética Occidental. En los mapas realizados se interpreta la presencia significativa de cuerpos peridotíticos en profundidad, entre los que destaca el que se encuentra bajo los Montes de Málaga, con gran continuidad lateral. Además, queda reflejado el fuerte control estructural con dirección E-O que presenta la cuenca, que estuvo condicionada por un corredor de fallas dextrales desde el Burdigaliense Inferior hasta el Tortonense Inferior. A favor de este corredor se desplazó hacia el Oeste un segmento cortical que incluía gran parte de la masa de peridotitas existentes en la zona y que ahora quedan marcadas por dos máximos gravimétricos en los mapas de anomalía de carácter más regional. Posteriormente, con el cambio en la dirección de esfuerzos máximos horizontales a NNO-SSE, el movimiento en dirección de las fallas de este corredor quedó prácticamente bloqueado, y la falla del límite sur de la Cuenca de Málaga empezó a actuar como una falla inversa de alto ángulo controlando la sedimentación de la cuenca. Bajo estas condiciones de compresión NNO-SSE se desarrolla la actividad post-miocena del pliegue de la Sierra de Cártama.

Palabras clave: anomalía de Bouguer, Cordillera Bética Occidental, Cuenca de Málaga, gravimetría, peridotitas de Ronda

Tectonic analysis of the gravimetric anomaly maps in the Málaga Basin (Western Betic Chain)

ABSTRACT

The tectonic analysis of the gravimetric anomalies maps resulting from the gravimetric survey carried out in the Malaga Basin (located on the Internal Zone of the Western Betic Chain, southern Spain) are shown in this paper. In these maps it can be observed the remarkable presence of peridotites in deep. The most important ultramafic body is sited under the Montes de Malaga with wide lateral continuity. A strong structural control in E-W direction is marked in the maps for the basin. This basin was controlled by a dextral faults corridor from the Lower Burdigalian until the Lower Tortonian. A crustal segment, which included the main part of the peridotites body was displaced westward by these corridor, as it can be deduced from the maximum gravimetric anomalies map of the whole region. After the Tortonian, with the change in the regional shortening direction to NNW-SSE, the strike-slip became progressively blocked, with an increasing of the reverse component of the existing faults. Under this stress field, the main fault bounding the southern border of the Malaga Basin works as a reverse fault and controls the sedimentation in the basin.

Key words: Bouguer Anomaly, gravimetry, Malaga Basin, Ronda peridotites, Western Betic Chain

Introducción

La realización de campañas gravimétricas para el análisis de cuencas sedimentarias es una técnica ampliamente extendida, ya que la variación de densidad de los materiales que rellenan las cuencas y los que forman el sustrato queda reflejada en los valores de la fuerza de atracción gravitatoria.

En el entorno de la Cuenca de Málaga son numerosos los estudios gravimétricos realizados, aunque siempre han sido de carácter regional. Entre estos trabajos se pueden destacar los de Bonini *et al.* (1973), Casas y Carbó (1990), Cloethingh *et al.* (1992), Torné y Banda (1992), Torné *et al.* (1992), van der Beek y Cloethingh (1992) y Torné *et al.* (2000). En estos trabajos se ha puesto de manifiesto la complejidad cor-

tical que presenta este sector de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, en el que no solamente se produce un importante adelgazamiento de la corteza hacia el mar de Alborán, sino que además se localizan cuerpos peridotíticos que presentan alta densidad, y que afectan notablemente a los valores de gravedad. Estos cuerpos, junto con la estructura cortical en el entorno de la zona, también han sido estudiados por medio de perfiles de sísmica profunda, entre los que destacan los trabajos de Medialdea *et al.* (1986) y Barranco *et al.* (1990).

La Cuenca de Málaga es una cuenca miocena con dirección E-O situada en las Zonas Internas de la Cordillera Bética Occidental (Figura 1). Los primeros estudios en los que se incluye la Cuenca de Málaga son los trabajos de carácter regional desarrollados por Blumenthal (1949), centrados en los materiales que forman el basamento y los relieves circundantes. En esta misma línea, Mon (1971) define las características estructurales de los Montes de Málaga y de la sierra de Cártama. Posteriormente, existen varios trabajos relacionados tanto con la descripción litológica del basamento, como con la sedimentación dentro de la cuenca, entre los que destacan los de Chamón y Quinquer (1976), Estévez González y Chamón (1978), Martín Algarra (1987) y López-Garrido y Sanz de Galdeano (1999). Debido a la complejidad espacio-temporal de la evolución tectónica de la zona, los trabajos relacionados con la estructura tectónica de la Cuenca de Málaga han sido abordados desde diferentes perspectivas, principalmente desde la definición de la estructura y evolución las Zonas Internas, en particular del complejo Alpujarride (Navarro-Vila y Tubía, 1983; Tubía, 1988; Balanyá y García-Dueñas, 1991; García Dueñas *et al.*, 1992; González Lodeiro *et al.*, 1996; Balanyá *et al.*, 1997; Tubía *et al.*, 1997). Además, se han realizado trabajos de detalle sobre la estructura de los relieves circundantes (García-Dueñas y Balanyá, 1991; Andreo y Sanz de Galdeano, 1994; Martín-Algarra *et al.*, 2000; Sanz de Galdeano *et al.*, 2001; Booth-Rea *et al.*, 2003).

El único trabajo más detallado relacionado explícitamente con la evolución tectónica de la Cuenca de Málaga en su conjunto, es el de Sanz de Galdeano y López Garrido (1991). En él, ha sido considerada como una cuenca controlada por fallas E-O a N70°E de salto en dirección, tanto en su borde Norte como en el borde Sur. De igual manera se describe el borde Norte de la Sierra de Cártama, una sierra formada por materiales pertenecientes al Complejo Alpujarride que se eleva en el centro de la cuenca. Esas fallas de dirección E-O a N70°E, posteriormente han sido cortadas por fallas normales NO-SE o NE-SO, o incluso han cambiado su cinemática pasando a ser fallas con

importante salto en la vertical en un marco general de levantamiento isostático de las Béticas (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999). Recientemente, Capote *et al.* (2002) e Insua Arévalo *et al.* (2004) aportan evidencias en la Sierra de Cártama que apoyan un plegamiento activo que eleva dicha sierra bajo un régimen de carácter compresivo que concuerda con la dirección de máximo esfuerzo horizontal regional actual NNO-SSE.

El presente trabajo se centra en la descripción, análisis e interpretación de los resultados de una campaña gravimétrica de detalle realizada en la Cuenca de Málaga y su entorno. El objetivo principal es definir la estructura de los límites de la cuenca, así como la de la Sierra de Cártama, y sus implicaciones en la evolución tectónica de la zona.

Entorno geológico

La Cuenca de Málaga se encuentra situada en el sector occidental de la Cordillera Bética (Figura 1). La cuenca tiene una morfología alargada según una dirección E-O y ocupa una extensión aproximada de 250 km². Por ella discurre en la actualidad el último tramo del río Guadalhorce hasta su desembocadura al suroeste de la ciudad de Málaga (Figura 2). Esta cuenca queda delimitada por los relieves de los Montes de Málaga al Norte, la Sierra de Mijas al Sur, por el mar Mediterráneo al Este y por un límite difuso al Oeste. Es de destacar la singular presencia de la Sierra de Cártama, un relieve constituido por materiales del basamento, de morfología alargada en dirección N70°-80°E, situado en el centro de la cuenca.

El sustrato de la cuenca, tal y como se desprende de la cartografía geológica de la zona (Figura 1 y Figura 2), está formado por materiales de los complejos Alpujarride y Maláguide, pertenecientes a las Zonas Internas, y por materiales del denominado Neonumídico, definido por Bourgeois (1978). Todos ellos además son los materiales que componen los relieves circundantes y la Sierra de Cártama.

El Complejo Alpujarride, por lo tanto, representa la unidad estructural más baja de las que aparecen en la zona de estudio (Ver leyenda de la Figura 2). Éste presenta una composición litológica y una estructura compleja, lo que ha llevado a diversos autores a definir distintas unidades dentro del complejo. Litológicamente, el Complejo Alpujarride en este sector se compone, de manera genérica, de techo a base, por esquistos grafitosos, gneises migmatíticos, peridotitas, mármoles, y gneises y anfibolitas. Entre las divisiones realizadas destacamos las de Navarro-Vila y Tubía (1983), Tubía (1988) y Tubía *et al.* (1997), que

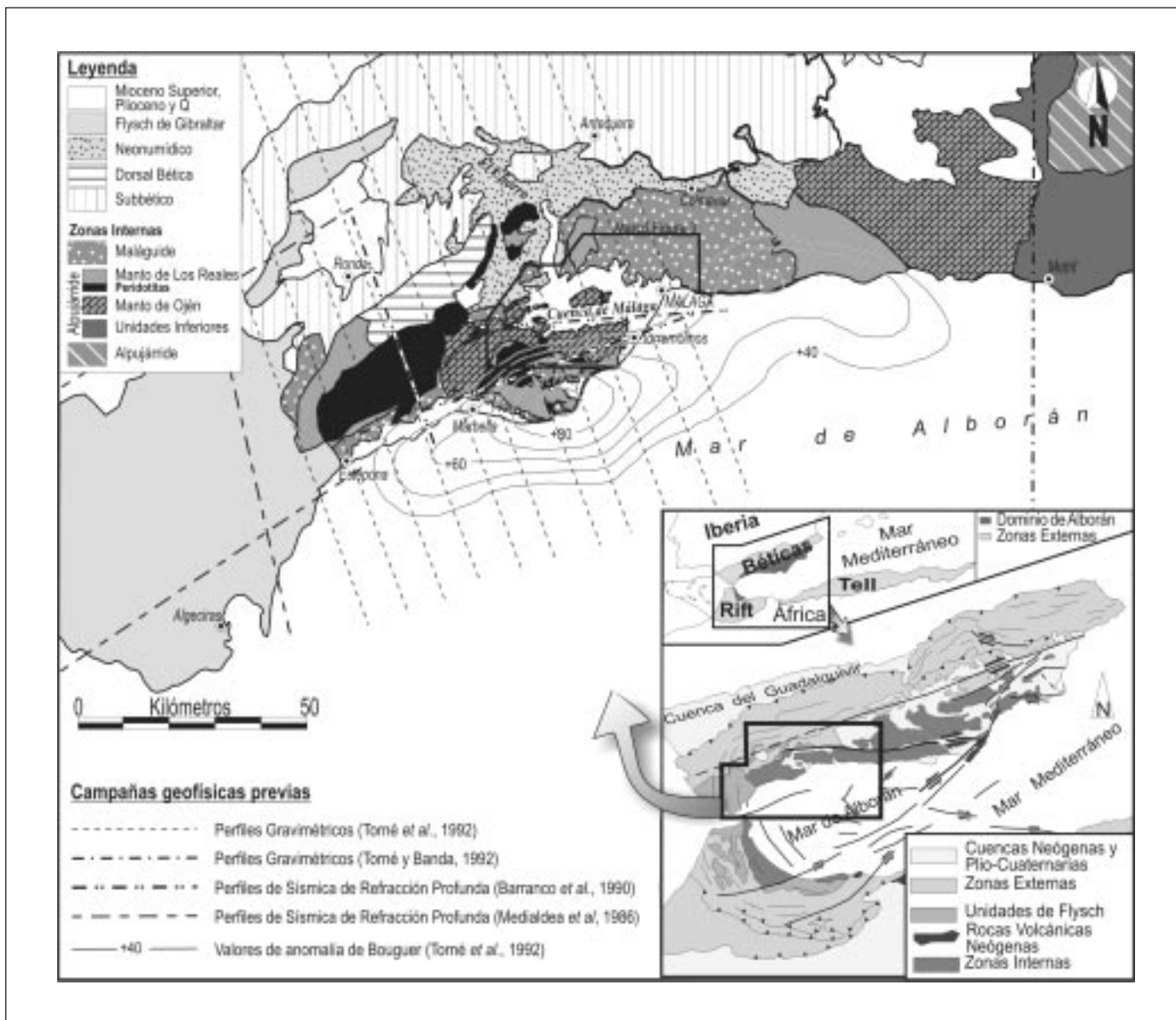


Fig. 1. Situación geológica de la Cuenca de Málaga. Se han representado las unidades estructurales más significativas, así como la ubicación de algunos trabajos de geofísica existentes en la zona. También se han marcado los isovalores de anomalía máxima de Bouguer presentes en la zona (Torné et al., 1992)

Fig. 1. Geological setting of the Malaga Basin. The main structural units are shown at different scales. Profiles of previous geophysical works are located, as well as the values of the maximum Bouguer anomalies in the area (from Torné et al., 1992)

denominan a la serie de materiales desde techo hasta las peridotitas como Manto de los Reales, y al resto como Manto de Ojén. Balanyá y García-Dueñas (1991) y García de Domingo et al. (1994) subdividen a su vez el Manto de los Reales en Manto de Jubrique (esquistos y gneises) y Manto de Bermeja (peridotitas). A su vez, al Manto de Ojén lo denominan Unidad de Ojén, que junto con la Unidad de Guadaiza, forman el Manto de Guaro, que es uno de los mantos que forman los Mantos de Blanca (Ver leyenda de la Figura 2).

El Complejo Maláguide, compuesto principalmente por sedimentos de edad Paleozoica y Permo-triásica con escaso o nulo metamorfismo, se sitúa estructuralmente encima del Complejo Alpujárride.

Discordante sobre los dos complejos de las Zonas Internas aparecen los sedimentos pertenecientes a varias formaciones transgresivas de escasa entidad cartográfica. Primeramente se encuentran las arenas y conglomerados de la Formación Alozaina, de edad Oligoceno-Aquitaniense (Martín-Algarra, 1987).

Sobre ésta se depositan brechas, arenas y lutitas del Mioceno Inferior (Aquitaniense-Burdigaliense Inferior) denominada por Bourgois *et al.* (1972) y Martín-Algarra (1987) como Formación Millanas, equivalente a la Formación Viñuela (Sanz de Galdeano *et al.*, 1993).

El hecho de que estas formaciones transgresivas se depositen tanto encima del Complejo Alpujárride como del Maláguide, y que en algunos lugares lleguen incluso a sellar el contacto entre los dos complejos, hace que la edad de estas formaciones sea interpretada como límite cronológico final del principal evento deformacional de apilamiento de mantos de las Zonas Internas (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999).

Durante el Burdigaliense se produce el emplazamiento gravitacional de la formación Neonumídica (Bourgois, 1978) compuesta por arenas y arcillas, que se relaciona con las facies distales de la Formación Aljibe (Numídico) presentes en el Campo de Gibraltar y en el Rif, y que incluye bloques exóticos procedentes de las unidades de la Dorsal y Predorsal que formarían las unidades retrovergentes del prisma de acreción de Gibraltar (Balanyá y García Dueñas, 1986). Esta formación aflora en una gran extensión en la zona de estudio, principalmente en el sector occidental.

Es a partir del Tortoniense cuando los depósitos se pueden considerar pertenecientes a la cuenca tal y como hoy en día la conocemos (López-Garrido y Sanz de Galdeano, 1999). En una etapa transgresiva se depositaron materiales fundamentalmente groseros en toda la cuenca, con espesores superiores a los 300 m, formados por calcarenitas bioclásticas, conglomerados y areniscas. En la zona de estudio el afloramiento más importante de estos materiales es el que se encuentra al sureste de la Sierra de Cártama. Esta etapa estuvo fuertemente controlada por una notable actividad tectónica, como queda reflejado en las discontinuidades existentes dentro del tramo tortonienense. En este período, la cuenca se extendía por el extremo occidental hacia el norte, donde aún se conservan los afloramientos de Pizarra, Alora y El Chorro, hasta conectar con el Océano Atlántico que se introducía por el actual valle del Guadalquivir (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1991).

Tras un período que abarca el Messiniense, en el que la cuenca permanece emergida, se produce una nueva transgresión marina durante el Plioceno Inferior (Guerra-Merchán *et al.*, 2000) de menor importancia que la anterior, en la que la cuenca es más estrecha y se depositan sedimentos más finos en general (arenas y margas azuladas, y conglomerados en los bordes). La potencia de estos depósitos supera los 400 m en la zona oriental de la cuenca, dismi-

nuyendo hacia el norte y hacia el oeste (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1999). Dentro de estos depósitos han sido descritas discontinuidades que se asocian a eventos tectónicos intrapliocenos (Guerra-Merchán *et al.*, 2000).

Posteriormente a esta transgresión, los depósitos que se encuentran en la zona, a excepción de la franja costera, son de origen continental, y son básicamente depósitos de piedemonte, travertinos, y sedimentos aluviales y coluviales.

La evolución tectónica de las Zonas Internas es particularmente compleja. Con el final del apilamiento de mantos como evento principal durante el Oligoceno Superior, se genera un engrosamiento cortical y se forma una cuña orogénica en la que se alcanzan los picos metamórficos en los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride (Martín-Algarra, 1987). Hay que destacar que las peridotitas ya forman en ese momento parte del Complejo Alpujárride, emplazadas como una lámina única (Tubía, 1988; Tubía *et al.*, 1992; Tubía *et al.*, 1997; Sánchez Gómez *et al.*, 2002). En los últimos estadios de apilamiento, el engrosamiento es contemporáneo con procesos extensionales con transporte hacia el N en su parte superior (González Lodeiro *et al.*, 1996; Balanyá *et al.*, 1997). Para este tiempo la posición de esta cuña orogénica se encuentra a la altura de la actual Cuenca Sur Balear (Balanyá *et al.*, 1997), es decir, a varios cientos de kilómetros al Este de su posición actual. El movimiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán, que conforma las Zonas Internas Bético-Rifeñas, comienza en el Burdigaliense Inferior (Sanz de Galdeano, 1990 y 1996). Durante este período se produce una etapa de adelgazamiento en la que comienzan a actuar las fallas normales de bajo ángulo definidas por García Dueñas y Balanyá (1991) y García Dueñas *et al.* (1992).

Es en este período cuando se emplaza gravitacionalmente el Neonumídico. El desplazamiento del bloque de Alborán continuará, aunque con menor intensidad, durante el Mioceno Medio hasta detenerse en el Tortoniense Inferior, produciendo una intensa deformación en las Zonas Externas de la Cordillera Bética y formando el prisma de acreción del Campo de Gibraltar (Durán Delga y Fontboté, 1980). Los procesos extensionales, relacionados con la apertura del mar de Alborán, se suceden coetáneamente con el principal movimiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán. La gran mayoría de los contactos que se observan en la actualidad entre las diferentes unidades que conforman los complejos Alpujárride y Maláguide son fallas normales (García Dueñas y Balanya, 1991). Estas fallas han sido generadas en un contexto distensivo y posteriormente han sido plega-

das, reflejándose en el bloque de Alborán una alternancia y superposición de eventos compresivos y distensivos con un adelgazamiento de corteza generalizado (García Dueñas *et al.*, 1992; Balanyá *et al.*, 1997; Crespo-Blanc, 2000). El movimiento principal hacia el Oeste de las Zonas Internas se produjo a favor de importantes fallas en dirección N70°-100°E, como la del accidente Alicante-Cádiz (Sanz de Galdeano, 1983). Con el cambio del tensor de esfuerzos de ONO-ESE a NNO-SSE en el Tortonense Inferior (Sanz de Galdeano, 1990) producido por el movimiento de convergencia de África y Eurasia (Livemore y Smith, 1985; Dewey *et al.*, 1989), la componente direccional de estas fallas quedó prácticamente bloqueada, atribuyéndosele mayoritariamente un importante salto en la vertical (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). Esta dinámica se extiende hasta la actualidad, donde sigue vigente la compresión NNO-SSE (Galindo Zaldívar *et al.*, 1993). En este contexto geotectónico, en la zona de estudio se han formado fallas que se disponen principalmente en dirección NO-SE, NE-SO y N-S a NNE-SSO, cortando a las estructuras E-O y también con saltos en la vertical en un contexto general de levantamiento regional (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). No obstante, numerosos autores describen la existencia de pliegues de gran radio en dirección E-O tanto en la zona de la Cuenca de Málaga como en el resto de la Cordillera Bética. Estos pliegues de gran radio estarían formando entre otros los relieves de los Montes de Málaga (Estévez González y Chamón, 1978), la Sierra de Mijas (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994), la Sierra de Cártama (Capote *et al.*, 2002) e incluso Sierra Nevada en las Béticas Centrales (Galindo Zaldívar *et al.*, 2003).

Estructura de la corteza en el entorno de la Cuenca de Málaga

El movimiento del Bloque de Alborán hacia el Oeste produce un emplazamiento a nivel cortical de dicho bloque sobre la corteza del dominio Sudibérico. Esta situación, junto con la coetánea apertura del Mar de Alborán y el apilamiento del prisma de acreción del Campo de Gibraltar, genera una estructura cortical particular en la zona, con importantes variaciones de espesor tanto en dirección N-S como E-O. La estructura de la corteza ha sido estudiada por diferentes métodos geofísicos. Los perfiles de sismica de reflexión profunda ESCI-Béticas han arrojado valiosa información de la estructura de la corteza en toda la Cordillera Bética (Banda *et al.*, 1993; García Dueñas *et al.*, 1994). En estos perfiles se han obtenido reflecto-

res que sitúan el máximo espesor de corteza coincidiendo aproximadamente con la máxima altura topográfica en Sierra Nevada a una profundidad de entre 35 y 38 km. Esta profundidad de la discontinuidad de Moho, aunque disminuyendo desde Sierra Nevada, se mantiene más o menos constante en una transversal E-O, mientras que en una transversal N-S disminuye drásticamente hacia el Mar de Alborán. Esta estructura ha sido confirmada por métodos gravimétricos (Torné y Banda, 1992).

En la Cordillera Bética Occidental, la formación del prisma de acreción, junto con el giro de las estructuras que forman el Arco de Gibraltar, y la presencia de peridotitas, hacen que la estructura cortical sea algo más compleja que en el resto de la Cordillera Bética. Medialdea *et al.* (1986) por medio de perfiles de sismica de refracción profunda determinan un espesor de corteza que varía entre 31 y 25 km para el sector del Campo de Gibraltar. Esta variación se produce suavemente de Norte a Sur y bruscamente de Oeste a Este. Barranco *et al.* (1990) determinan también mediante perfiles de sismica de refracción profunda la estructura de la corteza en una zona que incluye la Cuenca de Málaga (aunque ninguno de los perfiles la atraviesa, uno de ellos discurre paralelo al borde sur en la Sierra de Mijas) (Figura 1). En ese trabajo, a parte de la presencia de cuerpos peridotíticos en profundidad, se pone de manifiesto el fuerte adelgazamiento de Norte a Sur que sufre la corteza en una estrecha franja, pasando de 24 a 15 km de espesor. Este adelgazamiento ya había sido señalado en numerosos trabajos gravimétricos, así como la presencia de peridotitas en profundidad. Entre ellos destacamos los de Bonini *et al.* (1973), Casas y Carbó (1990), van der Beek y Cloetingh (1992) y Torné *et al.* (1992). En este último trabajo se puede apreciar, además de la fuerte variación del espesor de la corteza hacia el Sur, la presencia de un importante cuerpo de peridotitas de varios kilómetros de espesor y varias decenas de kilómetros de longitud y anchura situado bajo la línea de costa entre Torremolinos y Marbella, coincidiendo con el máximo de anomalía gravimétrica que se puede observar en los mapas de anomalía de Bouguer realizados en la zona (Bonini *et al.*, 1973; Mezcuca *et al.*, 1996, entre otros) (Figura 1).

Mapa de anomalías gravimétricas

Los datos utilizados para la elaboración de los mapas de anomalías gravimétricas proceden de un levantamiento gravimétrico realizado en la Cuenca de Málaga en el que se han medido un total de 291 estaciones (Figura 3.a) en una superficie de 830 km², con

una densidad de una estación por cada 2,85 km². La distribución de las estaciones no es homogénea, siendo la concentración máxima en los bordes de la cuenca y en la Sierra de Cártama. En estas zonas, las estaciones han sido distribuidas preferentemente en perfiles perpendiculares a la dirección estructural principal, con un espaciado entre estaciones que en algunas ocasiones no ha superado los 300 m. La totalidad de las medidas se han realizado con un gravímetro Lacoste & Romberg, modelo G n° 953, que proporciona una precisión de $\pm 0,01$ mGal. La altimetría y posición geográfica de las estaciones se ha determinado mediante la utilización de altímetro barométrico y GPS respectivamente. En cada estación se han aplicado las correcciones habituales de este tipo de estudios. Además de las reducciones de aire libre y de Bouguer, la corrección topográfica de cada estación se ha realizado hasta los 170 m en campo, y ya en gabinete hasta los 167 km con modelos digitales del terreno con una resolución de 30 m. Se ha obtenido así la anomalía de Bouguer completa para el conjunto de las estaciones, utilizando una densidad de reducción de 2.67 g/cm³ (Figura 3.a).

En la distribución de la anomalía de Bouguer (Figura 3.a) se puede observar cómo, dentro de una gran variación de valores (desde -36 mGal hasta +78 mGal), los valores positivos se encuentran hacia el Sur del área de estudio, con un fuerte gradiente desde la parte central de la Cuenca de Málaga. Esta zona de valores positivos es la correspondiente a la Sierra de Mijas, aunque se puede observar cómo el valor de la anomalía sigue aumentando una vez pasada la vertiente Sur de la sierra. Esta tendencia es el resultado del efecto que produce el adelgazamiento de la corteza junto con la presencia, tanto en afloramiento como en profundidad, de las peridotitas de Ronda, que según otras campañas gravimétricas de carácter regional, producen un máximo de anomalía más al sur (Torné *et al.*, 1992) (Figura 1). Por el contrario, los valores negativos se sitúan en la propia Cuenca de Málaga, como es de esperar en una cuenca con relleno sedimentario de baja densidad, que produce un defecto de masa. Hay que destacar que el gradiente de disminución del valor de la anomalía de Bouguer se produce tenuemente hacia el Oeste. Este efecto podría interpretarse en un primer momento a un mayor espesor de sedimentos en el límite más occidental de la cuenca. Pero esta hipótesis no es del todo correcta si consideramos que los materiales que afloran al Oeste de la cuenca (Neonumídico) se sitúan bajo los sedimentos post-tortonenses de la cuenca actual, y que por lo tanto, el Neonumídico representa la parte inferior de la columna sedimentaria completa de la cuenca (Figura 2). Este gradiente

E-O lo asociamos a que es en esta zona en la que las estructuras empiezan a girar para conformar el Arco de Gibraltar, y que por lo tanto la corteza empieza a sufrir una disminución de espesor de Oeste a Este que alcanza su máxima expresión en el Campo de Gibraltar (Medialdea *et al.*, 1986).

En el borde septentrional de la cuenca parece definirse un cambio de tendencia de las isóneas de la anomalía de Bouguer hacia el norte, donde aparece un gradiente bastante menos acusado orientado hacia el ENE. Este aumento de valores de anomalía parece coincidir con los relieves de los Montes de Málaga.

Dado el particular entorno a nivel cortical de adelgazamiento en dirección N-S y la presencia de peridotitas (con densidad elevada) en la zona, se ha realizado un análisis estadístico por regresión polinómica de los datos de anomalía de Bouguer para determinar la tendencia regional. De acuerdo con los mapas de anomalías de Bouguer existentes en la zona (Mezcua *et al.*, 1996) y los modelos de corteza propuestos por Torné *et al.* (1992), se ha estimado como representativo de la tendencia regional de la anomalía de Bouguer aquella expresada por un polinomio de 2° orden (Figura 3b). En este mapa se pueden observar las tendencias y gradientes descritos en el mapa de anomalías de Bouguer. Una vez obtenido este mapa de anomalías regionales, que consideramos representativo de la estructura cortical más profunda, se ha sustraído esta tendencia regional a la anomalía de Bouguer, obteniendo un mapa de anomalías residuales (Figura 3.c), que se considera representativo de las variaciones de las densidades de los materiales a un nivel más superficial. Estas variaciones de densidad se reflejan en el mapa con valores positivos y negativos, siendo los valores negativos equivalentes a defectos de masa, que corresponden a densidades bajas, mientras que los valores positivos se corresponden con densidades altas. Es sobre este mapa sobre el que hacemos las interpretaciones de carácter local relativas a la cuenca sedimentaria y sus relaciones con el entorno circundante.

Descripción e interpretación de los principales rasgos tectónicos del mapa de anomalías gravimétricas residuales

En el mapa de anomalías residuales (Figura 3c) se observa como la estructuración principal en dirección N70°-80°E de la Cuenca de Málaga queda reflejada en la distribución de valores. Estos valores de anomalía son positivos en los relieves que delimitan la cuenca, así como en la Sierra de Cártama, y se alinean según

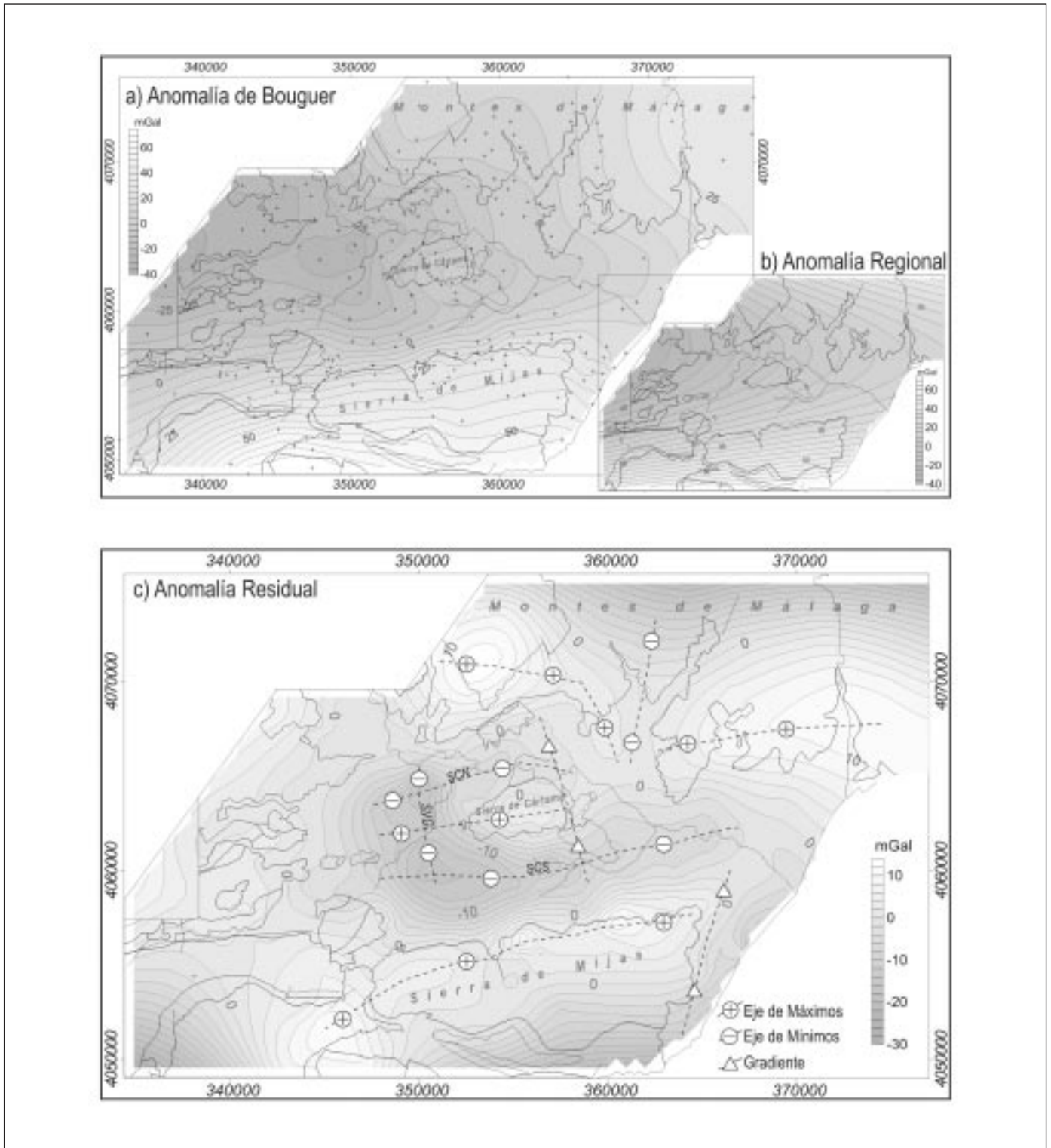


Fig. 3. Mapas de anomalía gravimétrica. Como mapa de base se ha utilizado el mapa de contactos geológicos de la figura 2. a) Mapa de anomalía de Bouguer. Las cruces marcan los puntos de medida de gravedad. b) Mapa de anomalía regional (ajuste por polinomio de 2º orden). c) Mapa de anomalía residual (SCN: Subcuenca Norte; SCS: Subcuenca Sur; SVG: Surco de Villafra de Guadalhorce. Ver explicación en el texto)

Fig. 3. Gravimetric anomalies maps. The geological contacts from the Figure 2 have been used as base map. a) Bouguer anomalies map. The gravity measurement stations are marked by crosses. b) Regional anomalies map. c) Residual anomalies map (SCN: Northern Sub-basin; SCS: Southern Sub-basin; SVG: Villafra de Guadalhorce Sub-basin)

ejes de dirección N70°-80°E. Los valores negativos se disponen paralelamente a los positivos a lo largo de dos subcuencas separadas por la Sierra de Cártama que denominamos Subcuenca Norte (SCN) y Subcuenca Sur (SCS). Estos rasgos reflejan la importancia del control de las fallas E-O en la Cuenca de Málaga descritas por Sanz de Galdeano y López Garrido (1991) y Sanz de Galdeano (1996), entre otros.

Inicialmente asumimos los valores de anomalía negativos como proporcionales al espesor de sedimentos, y por lo tanto a la profundidad del basamento de la cuenca. No obstante, para realizar una correcta descripción e interpretación de los valores de anomalía gravimétrica residual de la cuenca propiamente dicha, comenzaremos describiendo e interpretando los valores pertenecientes a los relieves circundantes, ya que la presencia de peridotitas no aflorantes en la zona puede llevar a confusiones.

El eje de valores máximos representado sobre la Sierra de Mijas se alinea paralelamente al borde Norte de dicha sierra, que ofrece un importante gradiente hasta llegar al eje de valores mínimos de la SCS. Este eje de valores máximos se encuentra desplazado hacia el Norte respecto al eje central del relieve de la sierra. Este desplazamiento lo atribuimos a la presencia de peridotitas en profundidad detectadas por sísmica de refracción en un perfil realizado por el borde de la cuenca por Barranco *et al.* (1990) (Figura 1). Estos autores sitúan este cuerpo de alta densidad a una profundidad de entre 4 y 5 km, y le asignan una potencia máxima de unos 8 km que se va acunando hacia el Oeste hasta desaparecer, aunque la base no está muy bien localizada. Estas peridotitas podrían situarse también bajo la SCS, lo que ofrecería un valor de anomalía residual ficticio, y que siempre sería superior al real, ya que la presencia de cuerpos densos en profundidad compensaría el defecto de masa que presentan los sedimentos que rellenan la cuenca. Lógicamente, este aumento de los valores residuales se produce también en el eje de valores máximos de la Sierra de Mijas, por lo que suponemos que el gradiente existente entre ambos ejes no se ve muy afectado en términos relativos. Este gradiente puede representar una falla con importante salto en la vertical. Esta falla ha sido descrita por varios autores (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994; Sanz de Galdeano *et al.*, 2001) como la continuación de la Falla de Albornoque, descrita inicialmente por Tubía (1988) como falla en dirección tipo dextral en el borde Norte de la Sierra Blanca (Figura 2). Sanz de Galdeano *et al.* (2001) atribuyen un importante salto en la vertical de componente normal de esta falla para explicar el gran espesor de sedimento acumulado en la cuenca. En nuestra opinión este salto en la vertical estaría

asociado a una componente inversa de la falla, en concordancia con el estado de esfuerzos responsable del plegamiento y levantamiento post-mioceno de la Sierra de Cártama (Capote *et al.* 2002).

El borde Norte de la cuenca queda definido por los valores máximos de los Montes de Málaga con una orientación aproximada E-O. La anomalía residual de estos relieves llega a ser más elevada que la de la Sierra de Mijas, e incluso que los de las peridotitas de Sierra Alpujata. Además, en los Montes de Málaga se puede trazar un eje de valores mínimos en dirección casi N-S que separa los dos ejes de valores máximos E-O definidos en el mapa. Este eje de mínimos coincide con la traza de uno de los sinclinales N-S de gran radio descritos entre otros por Estévez González y Chamón, (1978) (Figura 2). A ambos lados de este sinclinal aparecerían los correspondientes anticlinales, coincidiendo con los máximos de anomalía gravimétrica residual del anticlinal de Sancti Petri y el anticlinal del Río Guadalmedina. Estos máximos estarían relacionados con la cercanía a la superficie de las peridotitas de la base del Manto de los Reales, que en la zona del sinclinal quedaría a más profundidad. Esta hipótesis está apoyada por el afloramiento del Manto de los Reales en el núcleo del antiformal de Sancti Petri según la detallada cartografía realizada por Booth-Rea *et al.* (2003), que coincide con la zona de valor máximo del mapa de anomalías residuales. Las peridotitas afloran según el mismo eje E-O pocos kilómetros más hacia el Oeste en La Robla (Soto y Gervilla, 1991) (Figura 2). Torné *et al.* (1992) y Tubía *et al.* (1997) señalan el máximo de anomalía de Bouguer situado al Este de la ciudad de Málaga como la expresión de un cuerpo ultramáfico en profundidad (Figura 4). Este cuerpo sería el mismo que detectamos bajo los Montes de Málaga y que acaba aflorando en La Robla.

De igual manera que en el borde Sur, las peridotitas podrían encontrarse bajo la SCN produciendo el mismo efecto. Sin embargo, en este caso no se observa un gradiente importante en este borde de la cuenca, por lo que suponemos que si existiese una falla, como algunos autores han descrito (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991), ésta sería de menor salto en la vertical y menor continuidad que la del borde Sur, donde se aprecia un mayor gradiente.

Por lo tanto, y en función de los límites estructurales descritos hasta ahora, interpretamos que la cuenca presenta una asimetría en dirección N-S. Además esta asimetría queda reflejada en la existencia de valores más bajos de anomalía residual en la SCS frente a unos valores algo más elevados en la SCN. Esta asimetría es mucho más clara en su mitad oriental, donde desaparece el surco de la SCN. Esta desa-

parición ocurre a partir de una línea de dirección NNO-SSE, situada al Este de la Sierra de Cártama, que define también una disminución importante de la profundidad en la SCS, como queda reflejado en los valores de anomalía residual.

En cuanto a la Sierra de Cártama, ésta muestra los valores de anomalía residual positivos propios de un relieve formado por materiales de basamento. Al Este quedan netamente limitados por la línea NNO-SSE descrita anteriormente. Por el Oeste, el eje de valores máximos que define la sierra se puede prolongar más allá de la zona de afloramiento de la misma, hasta interferir con un importante eje de mínimos de dirección N-S, que denominamos Surco Villafranco de Guadalhorce (SVG). Esta interferencia deja a un lado y a otro del eje de máximos los dos puntos de la cuenca con valor de anomalía residual más bajos, y que interpretamos como los depocentros de la cuenca. Estos depocentros que quedan englobados en este surco de dirección casi N-S, presentan importantes gradientes de valores a ambos lados, lo que interpretamos como la continuación hacia el Sur del surco controlado tectónicamente que se formó en el Tortoniense desde El Chorro, y en el que se encuentran los depósitos de esa edad de Álora y Pizarra (López Garrido y Sanz de Galdeano, 1991). La duplicación aparente de este depocentro se puede atribuir a la continuidad en profundidad hacia el Oeste de la falla inversa que formaría el pliegue de la Sierra de Cártama y que afectaría al basamento de la cuenca.

El límite Norte de la Sierra de Cártama ha sido señalado como una falla normal afectando a la sedimentación del Neógeno (Tubía *et al.*, 1997), a la que Sanz de Galdeano y López-Garrido (1991) le asignan además una componente direccional tipo dextral. Hay que señalar que en los mapas de anomalía residual no se aprecia un gradiente significativo en este borde, por lo que no se apoyaría la teoría de la existencia de una falla de alto ángulo y desplazamiento en la vertical que condicione la sedimentación de la cuenca. Sin embargo, sí se observa un gradiente importante en el límite Sur de esta sierra, que supondría la existencia de una falla de salto vertical.

Como último rasgo destacable en el mapa de anomalías gravimétricas residuales de la cuenca, señalamos el gradiente que limita la Sierra de Mijas por el Este. Este gradiente presenta una dirección paralela al relieve de la terminación oriental de la sierra, y coincide con la presencia de una falla de componente normal en esta misma dirección que ha sido señalada por varios autores, y a la que Sanz de Galdeano y López Garrido (1991) le atribuyen un salto de 600 metros. Esta falla podría estar condicionando la morfología de la costa entre Málaga y Torremolinos.

Discusión e implicaciones en la evolución tectónica de la zona

El análisis de la distribución de anomalías gravimétricas residuales ha puesto de manifiesto el fuerte control estructural N70°-80°E que predomina en la zona. Parece existir en la cuenca una falla principal con esta dirección, con notable salto en la vertical en el borde Sur. Por el contrario, en el borde Norte no parece que exista un control similar. Esta estructura parece heredada del movimiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán a favor de fallas dextrales E-O y que actuaron durante el Mioceno hasta el Tortoniense (Sanz de Galdeano, 1996).

En los mapas de anomalías gravimétricas se refleja la significativa presencia de masas peridotíticas en profundidad. Esta presencia de masas de alta densidad no aflorantes en la zona, y no detectada en trabajos previos debido a la escala más regional de éstos, dificulta la interpretación en los niveles más superficiales de la propia cuenca. Las conclusiones e interpretaciones sobre los límites de la cuenca están basadas en hipótesis definidas en trabajos previos de cartografía estructural y a partir de los escasos datos geofísicos bibliográficos existentes en la zona de estudio.

Las peridotitas parecen presentar gran continuidad bajo los Montes de Málaga. Este hecho otorga a la estructura de mantos de las Zonas Internas presente en estos montes bastante continuidad en profundidad, excepción hecha de fracturas y pliegues menores. En estos montes encontramos la serie completa desde al menos el Manto de Bermeja hasta el Complejo Malaguide (Ver leyenda de la Figura 2).

Un análisis de la cartografía geológica existente en la zona indica que hay una falla antigua que pone en contacto los niveles estructurales más profundos de la zona del Alpujarride, aflorantes en el anticlinal de la Sierra de Cártama, con el Complejo Malaguide, que aflora a escasos kilómetros al Norte, en los Montes de Málaga. Esta misma situación se observa en el extremo oriental de la Sierra de Cártama donde toda la sucesión de mantos se encuentra representada en menos de 1 km. Esta estrecha franja forma la zona de falla, cuya expresión cartográfica en superficie coincide con los bordes Norte y Este de la Sierra de Cártama donde existen algunos retazos de peridotitas serpentizadas. Esta falla se corresponde con las fallas normales de edad Oligoceno Superior con movimiento del labio hundido hacia el Norte, descritas por González Lodeiro *et al.* (1996) y Balanyá *et al.* (1997). Según este esquema, el labio de techo queda al Norte y el de muro al Sur. El hecho de que esta falla aparezca en los bordes Norte y Este de la Sierra

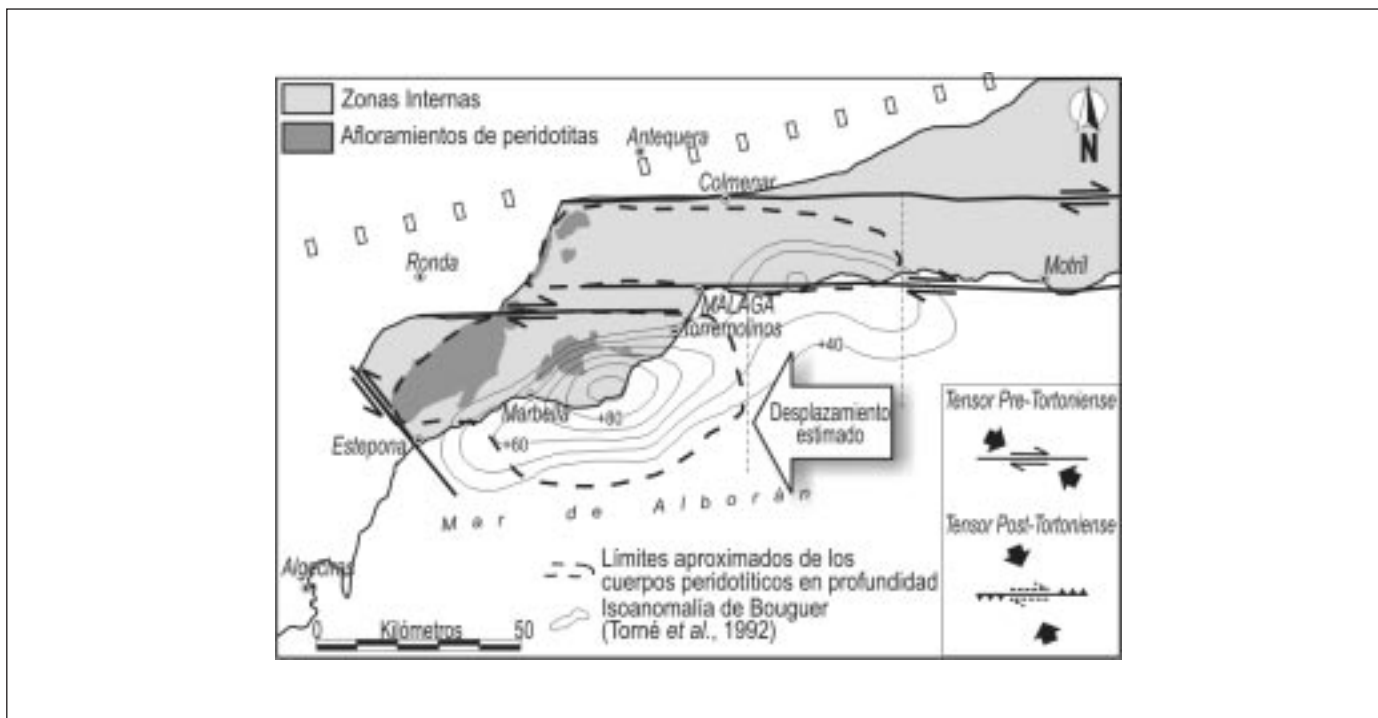


Fig. 4. Esquema de la evolución tectónica de la zona en la que se muestran los segmentos corticales del Bloque de Alborán delimitados por corredores de fallas E-O con movimiento dextral durante el Mioceno Inferior y Medio (modificado de Sanz de Galdeano, 1996). Se ha representado la localización de los límites aproximados de los cuerpos peridotíticos existente en profundidad. La flecha blanca muestra el movimiento del segmento cortical Torremolinos-Estepona hacia el Oeste. Tras el cambio de dirección del tensor de esfuerzos en el Tortonioso el movimiento en dirección queda prácticamente bloqueado desarrollándose principalmente la componente inversa de las fallas existentes y generando pliegues con ejes E-O

Fig. 4. Sketch of the tectonic evolution of the zone during Lower and Middle Miocene. It is shown the dextral movements of cortical segments belonging to the Alboran Domain limited by E-W faults corridors (modified from Sanz de Galdeano, 1996). The limits of the peridotites masses existing in deep are displayed. The white arrow shows the westward displacement of the Torremolinos-Estepona cortical segment. After the Tortonian, with the change in the direction of the stress tensor, the directional movement is almost completely blocked, developing mainly the reverse component of the existing faults and generating E-W folds

de Cártama es reflejo del plegamiento posterior del plano de falla oligocena durante la etapa de formación de pliegue que conforma la sierra, y en ningún caso afectaría a la sedimentación de la cuenca.

Después del Oligoceno Superior, se produce el movimiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán. Para este desplazamiento Sanz de Galdeano (1996) propone un modelo en el que las Zonas Internas están divididas en varios segmentos corticales en dirección E-O, delimitados por corredores de fallas como el de las Alpujarras-Colmenar (Figura 4). Estos segmentos corticales debieron avanzar más cuanto más lejos se encontrasen del contacto con las Zonas Externas que frenarían su avance, es decir, cuanto más al Sur en la Cordillera Bética, y más al Norte en el Rif. El bloque intermedio es el que más avanza, cerrando el Arco de Gibraltar. En este esquema existe un corredor paralelo al Sur del Corredor de las Alpujarras-Colmenar, que discurre por la línea de costa de Almería a Málaga y que se interna tierra

adentro por la Cuenca de Málaga. Según este corredor el segmento cortical situado al Sur se ha desplazado hacia el Oeste en su dinámica de movimiento dextral. Este movimiento es el que estructura la cuenca originalmente como corredor de fallas de desgarre dextral, quedando los frentes Norte y Sur de la Sierra de Cártama reactivados de igual manera (Sanz de Galdeano y López Garrido, 1991). Pero no sólo en la cuenca se puede detectar este movimiento, ya que también son afectadas las sierras que se incluyen en el segmento cortical definido entre Torremolinos y Estepona, como la Sierra de Mijas (Andreo y Sanz de Galdeano, 1994) y la Sierra Blanca (Sanz de Galdeano y Andreo, 1995), para las que estos autores apuntan un movimiento importante hacia el Oeste. Este segmento cortical Torremolinos-Estepona lleva incluida en su estructura interna la mayor parte de la masa peridotítica del Manto de Bermeja que quedó en el labio de muro de la falla normal del Oligoceno Superior. Esta masa ultramáfica ahora se encuentra

desplazada varias decenas de kilómetros al Oeste de su posición inicial respecto al bloque del Norte, lo que explica la existencia de las dos fuertes anomalías gravimétricas positivas al Este y al Suroeste de Málaga (Torné *et al.*, 1992 y Tubía *et al.*, 1997).

La presencia de pliegues con ejes N-S en los Montes de Málaga podría estar asociada a estos desplazamientos de segmentos corticales hacia el Oeste con una dirección de acortamiento horizontal pretortonense de dirección ONO-ESE (Sanz de Galdeano, 1990). Durante el Tortonense este campo de esfuerzos comenzó a rotar hasta disponerse el acortamiento horizontal en dirección NNO-SSE. Con esta rotación del campo de esfuerzos, la falla del límite Sur de la Cuenca de Málaga empezó a desarrollar cada vez más su componente inversa, hasta que finalmente el movimiento en dirección quedó prácticamente bloqueado y pasó a actuar como una falla inversa de alto ángulo. Bajo estas condiciones de compresión NNO-SSE se desarrollaría la actividad post-miocena del pliegue de la Sierra de Cártama. Este pliegue, que ya estaba formado en el Tortonense, tiene una actividad muy reciente, encontrándose los materiales Pliocenos adosados a los flancos con buzamientos de 25°-30° hacia el Norte en el flanco Norte, y con 15°-17° hacia el Sur en el flanco Sur. No obstante, el hecho de que los materiales tortonienses estén prácticamente horizontales, ha sido utilizado por Sanz de Galdeano y López-Garrido (1991) como indicativo de la ausencia de actividad de dicho pliegue después del Tortonense. Esto entra en conflicto con las observaciones realizadas sobre los materiales Pliocenos descritos. Para resolver esta contradicción Capote *et al.* (2002) proponen la existencia de una rampa lateral en dirección NNO-SSE en la terminación oriental de la Sierra de Cártama, que coincide con uno de los gradientes marcado en la del mapa de anomalías residuales en esta zona. Esta rampa lateral delimita la propagación del pliegue de la sierra por este extremo, quedando el depósito tortoniense fuera de la acción de dicho pliegue.

El pliegue está afectando tanto a la red fluvial de su entorno (Capote *et al.*, 2002) como a la morfología del terreno, produciendo incluso un tenue sinclinal delante de la Sierra de Cártama que afecta a la dinámica fluvial del Río Guadalhorce (Insua Arévalo *et al.*, 2004). Por ello se le atribuye una actividad cuaternaria al pliegue.

Conclusiones

El análisis de los mapas de anomalía gravimétrica de la Cuenca de Málaga y su entorno ha aportado inte-

resantes datos estructurales que ayudan al entendimiento de la compleja evolución tectónica de la zona desde el Oligoceno Superior hasta la actualidad.

Como rasgos principales desvelados por los mapas de anomalía gravimétrica hay que destacar:

- La presencia significativa de cuerpos peridotíticos en profundidad, entre los que destaca el que se encuentra bajo los Montes de Málaga, con gran continuidad lateral y que llega a aflorar en La Robla. Igualmente se ha detectado la presencia de peridotitas bajo el borde Norte de la Sierra de Mijas, coincidiendo con los datos de Barranco *et al.* (1990).
- El fuerte control estructural con dirección E-O que presenta la cuenca, heredado de los importantes movimientos desarrollados desde el Burdigaliense Inferior hasta el Tortonense Inferior, que han desplazado el segmento cortical Torremolinos-Estepona varias decenas de kilómetros hacia el Oeste a favor del corredor de fallas dextrales que discurre por la Cuenca de Málaga, según el modelo propuesto por Sanz de Galdeano (1996).
- La asimetría N-S de la Cuenca de Málaga, en la que se evidencia la presencia de una falla con dirección N70-80E de gran salto en la vertical en el límite Sur. Esta falla controla la subcuenca situada entre este borde y la Sierra de Cártama (Subcuenca Sur), con mayor potencia de sedimentos que la Subcuenca Norte. El borde Norte de la Cuenca de Málaga no presenta un límite tan neto como el Sur.
- La compleja evolución de la Sierra de Cártama, cuyos bordes Norte y Este presentan una estructura coherente con la existencia de una falla normal muy tendida que funcionó en el Oligoceno Superior con transporte hacia el Norte. Esta falla fue plegada posteriormente formando el anticlinal que define esta sierra, y que sigue evolucionando desde antes del Tortonense Inferior hasta la actualidad. También hay que señalar la presencia de una falla de importante salto vertical al Sur de esta sierra, cuya dinámica y edad no queda bien definida, aunque las suponemos enmarcada dentro del contexto compresivo que controla la región desde el Tortonense Inferior.
- La continuidad de un surco N-S que se formó durante la distensión Tortonense y que se extiende bajo la Cuenca de Málaga desde El Chorro hasta Villafranco de Guadalhorce. Este surco presenta el máximo espesor de sedimentos de la cuenca, y parece estar afectado por la actividad de la falla asociada al anticlinal de la Sierra de Cártama.

- La presencia de una falla NNE-SSO de componente normal delimitando la Sierra de Mijas por su extremo oriental y que posiblemente controle la dirección de la línea de costa en este sector.

Por todo ello, consideramos que la Cuenca de Málaga, al igual que la Cordillera Bética en este sector, se encuentra sujeta a un régimen compresivo desde el Tortoniense Inferior, en el que se generan pliegues de gran radio con dirección E-O aproximadamente, se reactivan fallas en esa dirección como inversas (ej.: Falla Sur de la Cuenca de Málaga), y a la vez actúan fallas NO-SE y NE-SO con componente normal. En nuestra opinión, el levantamiento regional de este sector de la cordillera (Sanz de Gadeano y López Garrido, 1991) no es el producto de un contexto regional distensivo, sino que obedece a la acción compresiva del acercamiento de la Placa Africana que genera un estado de esfuerzos máximos horizontales en dirección NNO-SSE. Bajo este régimen se producen movimientos tectónicos que se adaptan a las complejas estructuras heredadas, sobre todo las del importante desplazamiento hacia el Oeste del Bloque de Alborán. Entre estas estructuras destacan en la Cuenca de Málaga, la falla del borde Sur, ahora actuando principalmente como inversa, y el anticlinal de la Sierra de Cártama, que continúa su crecimiento en la actualidad.

Agradecimientos

Los autores agradecen el esfuerzo realizado en la revisión del presente trabajo por Antonio Guerra Merchán, cuyas observaciones y sugerencias han contribuido a la mejora de la calidad del mismo.

Referencias

- Andreo, B. y Sanz de Galdeano, C. 1994. Structure of the Sierra de Mijas (Alpujarride Complex, Betic Cordillera). *Annales Tectonicae*, 8, (1), 23-35.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. 1986. Grandes fallas de contracción y extensión implicadas en el contacto entre los dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar. *Geogaceta*, 1, 19-21.
- Balanyá, J.C. y García-Dueñas, V. 1991. Estructuración de los Mantos Alpujarrides al O de Málaga (Béticas, Andalucía). *Geogaceta*, 9, 30-33.
- Balanyá, J.C., García-Dueñas, V., Azañón, J.M y Sánchez-Gómez, M. 1997. Alternating contractional and extensional events in the Alpujarride napes of the Alboran Domain (Betics, Gibraltar Arc). *Tectonics*, 16, 226-238.
- Banda, E., Gallart, J., García-Dueñas, V., Dañoibeitia, J.J. y Makris, J. 1993. Lateral variation of the crust in the Iberian peninsula: new evidence from the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 221, 53-66.
- Barranco, L., Ansorge, J. y Banda, E. 1990. Seismic refraction constraints on the geometry of the Ronda peridotitic massif (Betic cordillera, Spain). *Tectonophysics*, 184, 379-392.
- Blumenthal, M. 1949. Estudio geológico de las cadenas costeras al O de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 62, 11-203.
- Bonini, W.E., Loomis, T.P. y Robertson, J.D. 1973. Gravity anomalies, ultramafic intrusions and tectonics of the region around the strait of Gibraltar. *Journal of Geophysics Research*, 78, 1372-1383.
- Booth-Rea, G., Azañón, J.M., García-Dueñas, V., Augier, R. y Sánchez-Gómez, M. 2003. A 'core-complex-like structure' formed by superimposed extension, folding and high-angle normal faulting. The Santi Petri dome (western Betics, Spain). *Comptes rendus Geoscience*, 335,(2), 265-274.
- Bourgeois, J. 1978. La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar, Gesançon, *Annales scientifiques de l'Université de Besançon*. 445 pp.
- Bourgeois, J., Chauve, P., Magne, J., Monnot, J., Peyre, Y., Rigo, E. y Riviere, M. 1972. La formation de las Millanas. Série Burdigalienne transgressive sur les zones internes des Cordillères occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, 275, 169-172.
- Capote, R., Insua Arévalo, J.M., Martínez-Díaz, J.J., Martín-González, F. y Tsige, M. 2002. La Sierra de Cártama: Pliegue con actividad reciente en las Béticas Occidentales (Hoya de Málaga). *Geogaceta*, 31, 135-138.
- Casas, A y Carbó, A. 1990. Deep structure of the Betic Cordillera derived from the interpretation of a complete Bouguer anomaly map. *Journal of Geodynamics*, 12, 137-147.
- Chamón, C. y Quinquer, R. 1976. *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.052 (Alora)*. IGME, Madrid. 71 pp.
- Cloetingh, S., van der Beek, P.A., van Rees, D., Roep, Th. B., Biermann, C. y Stephenson, R.A. 1992. Flexural intraction and the dynamics of neogene extensional basin formation in the Alboran-Betic Region. *Geo-marine Letters*, 12, 66-75.
- Crespo-Blanc, A. 2000. Contractional and extensional tectonics in the Gibraltar Arc accretionary prism (Western Betic). *Geotemas*, 1, 57-60.
- Dewey J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.W.H. y Knott, S.D. 1989. Kinematics of the western Mediterranean. In: alpine Tectonics. *Geological Society of London. Special Publications*, 45, 265-283.
- Duran Delga, M. y Fontboté, J.M. 1980. Le cadre structurale de la Méditerranée occidentale. *Mem. BRGM*, 15, 67-85.
- Estévez González, A. y Chamón, C. 1978. *Mapa Geológico de España 1:50.000. Hoja nº 1.066 (Coín)*. IGME, Madrid. 71 pp.
- 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, 139-250.
- Galindo Zaldívar, J., González Lodeiro, F. y Jabaloy, A. 1993. Stress and paleostress in Betic-Rif cordilleras (Miocene to present-day). *Tectonophysics*, 227, 105-126.
- García de Domingo, A., Hernáiz Huerta, P.P., Balanyá, J.C. y García Dueñas, V. 1994. *Mapa Geológico de España. Escala 1:200.000*, Algeciras (87), IGME. 116 pp.
- García Dueñas, V. y Balanyá, J.C. 1991. Fallas normales de bajo ángulo a gran escala en las Béticas Occidentales. *Geogaceta*, 9, 33-37.
- García Dueñas, V., Balanyá, J.C. y Martínez-Martínez, J.M. 1992. Miocene Extensional detachments in the outcropping basement of the Northern Alboran Basin. (Betics) and their tectonic implications. *Geo-Marine letters*, 12, 88-95.
- García Dueñas, V., Balanyá, J.C., Torné, M., Córdoba, D. y ESCI-Béticas Working Group, 1994. A deep seismic reflection survey across the Betic Chain (southern Spain): first results. *Tectonophysics*, 232, 77-89.
- González Lodeiro, F., Aldaya, J., Galindo Zaldívar y Jabaloy, A. 1996. Superimposition of extensional detachments during the Neogene in the internal zones of the Betic cordilleras. *Geologische Rundschau*, 85, 350-362.
- Guerra Merchán, A., Serrano, A. y Ramallo, D. 2000. El Plioceno de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética). *IV Congreso Español del Terciario*. Tremp, 107-110.
- Insua Arévalo, J.M., Capote, R, Martín González, F. y Martínez Díaz, J.J. 2004. Análisis de la sinuosidad del Bajo Guadalhorce y sus implicaciones en la actividad tectónica reciente en la Cuenca de Málaga. *Geo-Temas* 6(3), 159-161.
- Livemore, R.A. y Smith, A.G. 1985. Some boundary conditions for the evolution of the Mediterranean Region. En: Stanley, D.J. y Wezel, F.C. (Ed), *Geological evolution of the Mediterranean Basin*. 83-98.
- López Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. 1991. La comunicación en el Tortoniano entre el Atlántico y el Mediterráneo por la cuenca del Guadalhorce (Málaga). *I Congreso Español del Terciario*. Vic. Barcelona. 190-193.
- López Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. 1999. Neogene sedimentation and tectonic-eustatic control of the Málaga Basin, South Spain. *Journal of Petroleum Geology*, 22 (1), 81-96.
- Martín-Algarra, A. 1987. Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Externas de la Cordillera Bética. (Sector Occidental). Tesis. Universidad de Granada, 1171 pp.
- Martín-Algarra, A., Messina, A., Vincenzo, P., Russo, S., Maate, A. y Martín Martín, M. 2000. A lost realm in the Internal Domains of the Betic-Rif Orogen (Spain and Morocco): Evidence from conglomerates and consequences for alpine geodynamics evolution. *The Journal of Geology*, 108, 447-467.
- Medialdea, T.E., Suriñach Vegas, R., Banda, E. y Ansorge, J. 1986. Crustal structure under the western end of the Betic cordillera (Spain). *Annales Geophysicae*, 4, 457-464.
- Mezcua, J., Gil, A. y Benaroch, R. 1996. *Estudio gravimétrico de la Península Ibérica y Baleares*. IGN, Madrid. 7 pp.
- Mon, R. 1971. Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y Sierra de Cartama (prov. De Málaga). *Boletín Geológico y Minero*, 82-83, 132-146.
- Navarro-Vila, F. y Tubía, J.M. 1983. Essau d'une nouvelle différenciation des Napes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordilleras Bétiques (Andalousie, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 296 (2), 11-114.
- Sánchez Gómez, M., Balanyá, C., García Dueñas, V. y Azañón, J.M. 2002. Intracrustal tectonic evolution of large lithosphere mantle slabs in the western end of the Mediterranean orogen (Gibraltar arc). En: Rosenbaum, G. y Lister, G.S. *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. *Journal of the Virtual Explorer*, 8, 23-34.
- Sanz de Galdeano, C. 1983. Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas. *Estudios Geológicos*, 39, 157-165.
- 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. 1996. The E-W segments of the contact between the External an 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.
- Sanz de Galdeano, C. y Andreo, B. 1995. Structure of Sierra Blanca (Alpujarride Complex, West of Betic Cordillera). *Estudios Geológicos*, 51, 43-55.
- Sanz de Galdeano, C., Andreo, B. y López Garrido, A.C. 2001. Comment on the paper "Late exhumation stages of the Alpujarride Complex (western Betic Cordilleras, Spain): new thermochronological and structural data on Los Reales and Ojen nappes" by Sosson, Morillon, Bourgois, Féraud, Poupeau, Saint-Marc. *Tectonophysics*, 331, 413-417.
- Sanz de Galdeano, C. y López Garrido, A.C. 1991. Tectonic evolution of the Málaga Basin (Betic Cordillera) Regional Implication. *Geodinamica Acta (Paris)*, 5 (3), 173-186.
- Sanz de Galdeano, C., Serrano, F., López Garrido, A.C. y Martín Pérez, J.A. 1993. Palaeogeography of the late Aquitanian-early Burdigalian basin in the western Betic Internal Zone. *Geobios*, 26, 43-55.
- Soto, J.I. y Gervilla, F. 1991. Los Macizos Ultramáficos de la Sierra de las Aguas y de Sierra de la Robla como una ventana extensional (Béticas occidentales). *Geogaceta*, 9, 21-23.
- Torné, M. y Banda E. 1992. La transición cortical entre el Dominio Bético y el Dominio de Alborán. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, 2, 568-575.
- Torné, M., Banda, E., García-Dueñas, V. y Balanyá, J.C. 1992. Mantle-lithosphere bodies in the Alboran crustal domain (Ronda peridotitas, Betic-Rif orogenic belt). *Earth and Planetary Science Letters*, 110, 163-171.
- Torné, M., Fernández, M., Comas, M.C. y Soto, J.I. 2000. Lithospheric structure beneath the Alboran Basin:

- results from 3D gravity modeling and tectonic relevance. *Journal of Geophysical Research*, 105, 3209-3228.
- Tubía, J.M. 1988. Estructura de los Alpujarrides occidentales: Cinemática y condiciones de emplazamiento de las peridotitas de Ronda. Parte IV: Deformaciones de las peridotitas de Sierra Alpujata. *Boletín Geológico y Minero*, XCIX-V. 715-747.
- Tubía, J.M., Cuevas, J. y Ibarra, J.G. 1997. Sequential development of the Metamorphic Aureole Beneath the Ronda Peridotites and its Bearing on the tectonic Evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 279, 227-252.
- Tubía, J.M., Cuevas, J., Navarro-Vilá, F., Alvarez, F. y Aldaya, F. 1992. Tectonic Evolution of the alpujarride Complex (Betic Cordilleras). *Journal of Structural Geology*, 14, 193-203.
- van der Beek, P.A. y Cloetingh, S. 1992. Lithosphere flexure and the tectonic evolution of the Betic Cordillera. *Tectonophysics*, 203, 325-344.

Recibido: abril 2004
Aceptado: julio 2004