

ESTRUCTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL DOMINIO CONTINENTAL DE LA BANDA METAMÓRFICA DE ARACENA (MACIZO IBÉRICO MERIDIONAL)

M. Díaz Azpiroz¹, C. Fernández² y A. Castro³

¹*Departamento de Ciencias Ambientales, Universidad Pablo de Olavide. Crtra. Utrera, km 1, 41013 Sevilla (mdiaazp@dex.upo.es).*

²*Departamento de Geodinámica y Paleontología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, 21071 Huelva.*

³*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Experimentales, Universidad de Huelva. Campus de El Carmen, 21071 Huelva.*

Resumen: El estudio de cinturones metamórficos de alta temperatura y baja presión resulta de gran interés, ya que suelen estar relacionados con márgenes continentales convergentes en los que se ha producido un flujo de calor anómalo en la base de la corteza continental. En la presente contribución se describe la estructura y la evolución tectónica de uno de los cinturones de alta temperatura y baja presión más peculiares del Macizo Ibérico: la banda metamórfica de Aracena. Un total de cuatro fases de deformación dúctil han sido caracterizadas en la zona estudiada. D₁ podría estar asociada a pliegues recumbentes de escala kilométrica. D₂ es la responsable de la foliación principal del dominio continental y se relaciona con una etapa de colapso extensional. D₃ dio lugar a pliegues simétricos subverticales. Por último, D₄ generó, por un lado, la zona de cizalla de Cortegana-Aguafria y otras zonas de cizalla menores, que generaron un desplazamiento cabalgante hacia el SSO y fábricas miloníticas muy penetrativas y, por el otro, grandes pliegues, asociados a dichos cabalgamientos, vergentes al SSO. La superposición de estas antiformalas con los pliegues generados durante D₃ ha dado lugar a patrones de interferencia complejos, cuya morfología varía dependiendo de la zona considerada.

Palabras clave: cinturón metamórfico de alto grado, Macizo Ibérico, Superposición de plegamientos, zona de Ossa-Morena, zonas de cizalla.

Abstract: The analysis of high-temperature/low-pressure metamorphic belts is of great interest since they are usually related to convergent continental margins that have undergone an anomalous heat flux in the deep crust. The present contribution deals with the structure and tectonic evolution of one of the most peculiar high-temperature/low-pressure metamorphic belts in the Iberian Massif: the Aracena metamorphic belt. Up to four ductile deformation phases have been characterised in the studied zone. D₁ could be associated with kilometre-scale recumbent folds. D₂ is responsible for the main foliation of the continental domain and is related to an extensional collapse event. D₃ gave place to symmetric upright folds. Finally, D₄ produced, on one hand, the Cortegana-Aguafria shear zone and other related minor shear zones, which generated thrusting to the SSW and very penetrative mylonitic fabrics and, on the other hand, fault-related folds with a SSW vergence. The superposition of these antiforms with the D₃ folds gave place to complex interference patterns, with changing morphologies depending upon the considered area.

Key words: fold superposition, high-grade metamorphic belt, Iberian Massif, Ossa-Morena zone, shear zones.

Díaz Azpiroz, M., Fernández, C. y Castro, A. (2003): Estructura y evolución tectónica del dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional): *Rev. Soc. Geol. España*, 16(3-4): 167-184.

El estudio de terrenos metamórficos de alto grado resulta de gran interés debido, por un lado, a que constituyen una parte importante de la corteza continental aflorante en los cinturones orogénicos y en los cratones precámbricos y, por otro, a que se considera que están constituidos por materiales de la corteza continental inferior. Un caso particular dentro de los terrenos de alto grado son los cinturones metamórficos de alta temperatura y baja presión, los cuales han sido in-

terpretados como el resultado de los procesos petrogenéticos que tienen lugar en zonas de *rifting* y en márgenes continentales activos, en los que se establece un flujo térmico muy elevado en la base de la corteza continental (e.g., Yardley *et al.*, 1987; Sisson y Hollister, 1988; Thompson, 1989; De Yoreo *et al.*, 1989; Droop y Al-Filali, 1989; Barton y Hanson, 1989; Morand, 1990). El origen de dicho flujo puede deberse a un magmatismo granítico abundante en niveles someros de la

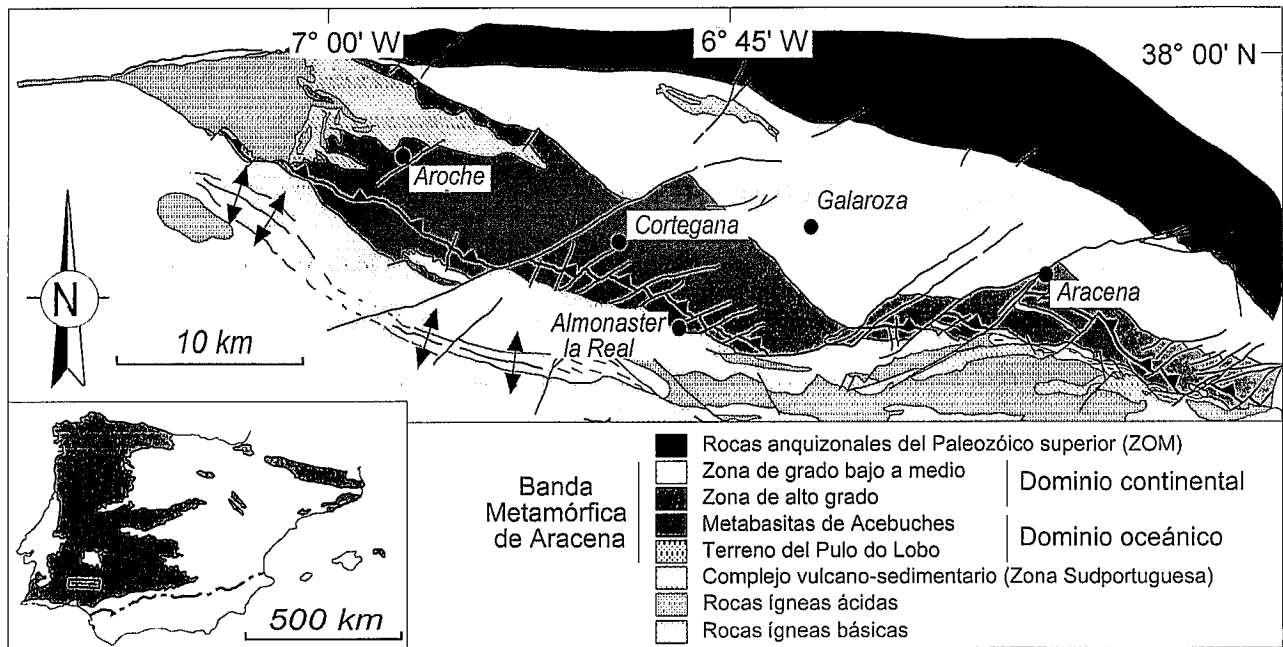


Figura 1.- Mapa de la banda metamórfica de Aracena con la división en dominios propuesta por Castro *et al.* (1996a, 1999). En este mapa se muestra la localización de la zona de alto grado del dominio continental (DC).

corteza (*e.g.*, Yardley *et al.*, 1987; Barton y Hanson, 1989), al colapso extensional que se produce en las últimas fases de una colisión continental (*e.g.*, Wernicke, 1985; Lister y Davis, 1989), a la influencia de plumas del manto, a la activación de procesos de *rifting* continental, o la interacción de dorsales oceánicas y zonas de subducción (Sisson y Hollister, 1988; Thompson, 1989; Morand, 1990; Sisson y Pavlis, 1993).

Muchas de las características que presentan los terrenos metamórficos de alto grado suponen una gran dificultad a la hora de estudiarlos. Passchier *et al.* (1990) han puesto de manifiesto las más importantes de estas características: (1) la gran intensidad de la deformación y el crecimiento de nuevos minerales, por efecto de las altas temperaturas, tienden a borrar las fábricas originales; (2) la ausencia de criterios, muy abundantes en terrenos de grado bajo a medio, que sirven para ordenar temporalmente las estructuras; (3) la complejidad de las estructuras de plegamiento; y (4) la imposibilidad de realizar dataciones paleontológicas. Por ello, para estudiar este tipo de terrenos es imprescindible llevar a cabo un análisis muy detallado de cada uno de los afloramientos, estableciendo, en cada caso, las relaciones temporales entre los distintos eventos deformacionales, metamórficos e ígneos que puedan observarse.

En el presente trabajo se ha llevado a cabo un análisis estructural detallado de un terreno gneísico de alto grado situado en la banda metamórfica de Aracena (BMA), en el extremo suroccidental del Macizo Ibérico. Dicho trabajo consiste en una descripción pormenorizada de las estructuras principales observadas y en un estudio acerca de la superposición de plegamientos. En función de los datos obtenidos a partir de este estudio estructural, se propone un modelo de evolución tectónica de la zona estudiada.

Situación geológica

La banda metamórfica de Aracena (BMA) constituye un cinturón de alta temperatura y baja presión (AT/BP) que se localiza a lo largo del límite entre las zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Sudportuguesa (ZSP), en la parte meridional del Macizo Ibérico (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1983, 1984, 1990; Crespo-Blanc, 1991; Giese *et al.*, 1994; Castro *et al.*, 1996a, 1999). De acuerdo con la división propuesta por Crespo-Blanc (1991) y Castro *et al.* (1996a, 1999), la BMA está constituida por dos dominios principales: un dominio meridional formado por rocas de carácter oceánico (dominio oceánico, DO), y un dominio continental (DC) al norte (Fig. 1).

El DC está afectado por un metamorfismo de AT/BP que presenta un gradiente de campo que alcanza valores máximos junto al contacto con el DO, y disminuye rápidamente hacia el norte (Bard, 1969; Crespo-Blanc, 1991; Castro *et al.*, 1996a; Patiño Douce *et al.*, 1997; El-Biad, 2000; Díaz Azpiroz, 2001). Los materiales aflorantes en la zona de mayor grado metamórfico, situada en la parte sur del DC, han sido divididos por Díaz Azpiroz (2001) en dos grandes series: la serie aluminica y la serie calcomagnesiana. La serie aluminica está formada por rocas de origen pelítico, parcialmente migmatizadas, que constituyen varias unidades cartográficas, entre las que se encuentran los gneises, migmatitas y nebulitas de Los Romeros, las nebulitas de afinidad charnockítica, las migmatitas de Cortegana, las migmatitas con anfíbol y biotita, y los gneises kinzigíticos de Almonaster (Bard, 1969; El-Biad, 2000; Díaz Azpiroz, 2001). Por su parte, la serie calcomagnesiana es muy heterogénea, y en ella aparecen leucogneises biotíticos, anfibólicos y/o piroxénicos, rocas de silicatos cálcicos, anfíbolitas de grano fino, anfíbolitas



Figura 2.- Mapa geológico detallado de la zona de alto grado del DC de la BMA. Modificado a partir de Díaz Azpiroz (2001).

de grano grueso (las anfíbolitas del Rellano de Castro *et al.*, 1996a, b) y mármoles (Figs. 2 y 3). De acuerdo con correlaciones realizadas entre estos materiales de alto grado y series de bajo grado situadas al norte (Crespo-Blanc, 1991), la serie aluminica se correlacionaría con la serie de La Umbría, de edad precámbrica, mientras que la serie calcomagnesiana correspondería a la formación vulcano-sedimentaria bimodal del Cámbrico Inferior. Entre ambas series suele aparecer un paquete de mármoles, los cuales se correlacionan con las dolomías de Aracena (Cámbrico Inferior). Además de estas dos series metamórficas, también se ha observado un conjunto de plutones sin-/tardi cinemáticos de noritas de afinidad bonínica (Castro *et al.*, 1996b; El-Hmidi, 2000; Díaz Azpiroz, 2001), así como plutones tardíos de gabros, dioritas y granitos metaluminosos (Díaz Azpiroz, 2001; Díaz Azpiroz *et al.*, 2001).

La zona de alto grado del DC de la BMA presenta las características típicas de los terrenos gneísicos de alto grado. Las rocas que afloran en esta zona suelen presentar una geometría muy compleja, debido a la gran cantidad y variedad de eventos deformacionales que las han afectado. Ello no implica, necesariamente, que todos estos eventos estén, actualmente, reflejados en la estructura de la roca, ya que la intensidad de deformaciones posteriores ha llegado a borrar localmente los efectos producidos por las fases más antiguas. Por otra parte, las altas temperaturas a las que han estado sometidas estas rocas han generado numerosos procesos de blastesis y de fusión parcial, los cuales contribuyen a obliterar estructuras y paragénesis metamórficas previas.

Descripción de las estructuras principales

La intensidad de las deformaciones que han afectado a las rocas del DC, así como las altas temperaturas alcanzadas, hacen muy difícil el reconocimiento de la estratificación sedimentaria original (S_0). Aparte de escasos contactos litológicos, tan sólo en algunos niveles de mármoles posible identificar S_0 , gracias a las intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos que muestran estas rocas (Díaz Azpiroz y Fernández, 2002).

En la zona de alto grado del DC de la BMA se han identificado hasta cuatro fases de deformación dúctil. A continuación, se describen las estructuras que dichas deformaciones han producido en las distintas litologías del DC.

El efecto de las fases D_1 y D_2 : La foliación relictas y la foliación principal

La foliación principal reconocida en el DC de la BMA es una foliación de espaciado milimétrico definida por minerales de medio a alto grado metamórfico. Entre estos minerales se encuentran la biotita, en migmatitas, nebulitas y leucogneises biotíticos; la hornblenda y el clinopiroxeno, en leucogneises anfibólicos y piroxénicos, rocas de silicatos cálcicos, anfíbolitas y

mármoles; y el ortopiroxeno, en algunas rocas de silicatos cálcicos. Algunas de estas rocas presentan, además, un bandeado composicional en el que microlitones cuarzofeldespáticos alternan con dominios de foliación en los que, en función de la litología, se pueden encontrar blastos orientados de biotita, sillimanita, moscovita, anfíbol o clinopiroxeno. Son, asimismo, muy abundantes las rocas de origen migmatítico, que presentan un bandeado leucosoma-melanosoma característico de este tipo de rocas. En aquellas migmatitas en las que el grado de fusión parcial fue importante (nebulitas) se encuentra una foliación muy poco penetrativa, definida por la orientación de la biotita, la cual puede aparecer en blastos aislados o en agregados de tipo *schlieren*. También es habitual encontrar, en rocas de silicatos cálcicos y leucogneises, una foliación continua definida por la distribución homogénea de blastos prismáticos orientados de anfíbol y/o clinopiroxeno en una matriz formada por blastos aplastados de cuarzo y feldespato. En los mármoles es habitual la presencia de *boudins* de rocas de silicatos cálcicos que se disponen paralelos a la foliación principal (Fig. 4a). Sobre algunos de los planos de foliación metamórfica se puede observar una lineación mineral poco desarrollada, definida por la orientación de los prismas de anfíbol y/o clinopiroxeno o por el crecimiento orientado de blastos de biotita. Las rocas de la zona de alto grado del DC suelen presentar una textura granoblástica bien desarrollada definida por cuarzo, feldespatos, anfíbol y piroxenos.

En los microlitones preservados de la deformación que dio lugar al desarrollo de la foliación metamórfica de alto grado se han encontrado indicios de la presencia de una foliación previa relictas. En algunos afloramientos de mármoles se han observado pliegues en los que se ha desarrollado una foliación de plano axial paralela a la foliación principal de la región, los cuales han afectado a una foliación previa. En leucogneises y rocas de silicatos cálcicos, esta foliación relictas se encuentra definida por charnelas intrafoliares traspuestas (Fig. 4b) y blastos cruzados de anfíbol y biotita. Asimismo, en los paleosomas de las migmatitas se encuentra una foliación principal espaciada, definida por la alternancia de dominios de foliación con biotita y/o sillimanita orientada, y microlitones cuarzofeldespáticos, en los que se aprecian arcos poligonales de biotita y charnelas relictas de fibrolita. Por último, en los dominios con cordierita an-/subhedral de los gneises kinzigíticos de Almonaster La Real es habitual encontrar, en los núcleos de los cristales de cordierita, agregados de sillimanita fibrolítica, la cual aparece definiendo una foliación que es crenulada por otra, definida también por fibrolita (Fig. 4c). La foliación de plano axial de estos pliegues de crenulación es subparalela a los planos axiales de pliegues definidos por el bandeado composicional de la roca.

En consecuencia, la foliación metamórfica principal encontrada en el DC es, cuando menos, la segunda, por lo que se la ha denominado S_2 , mientras que la línea-

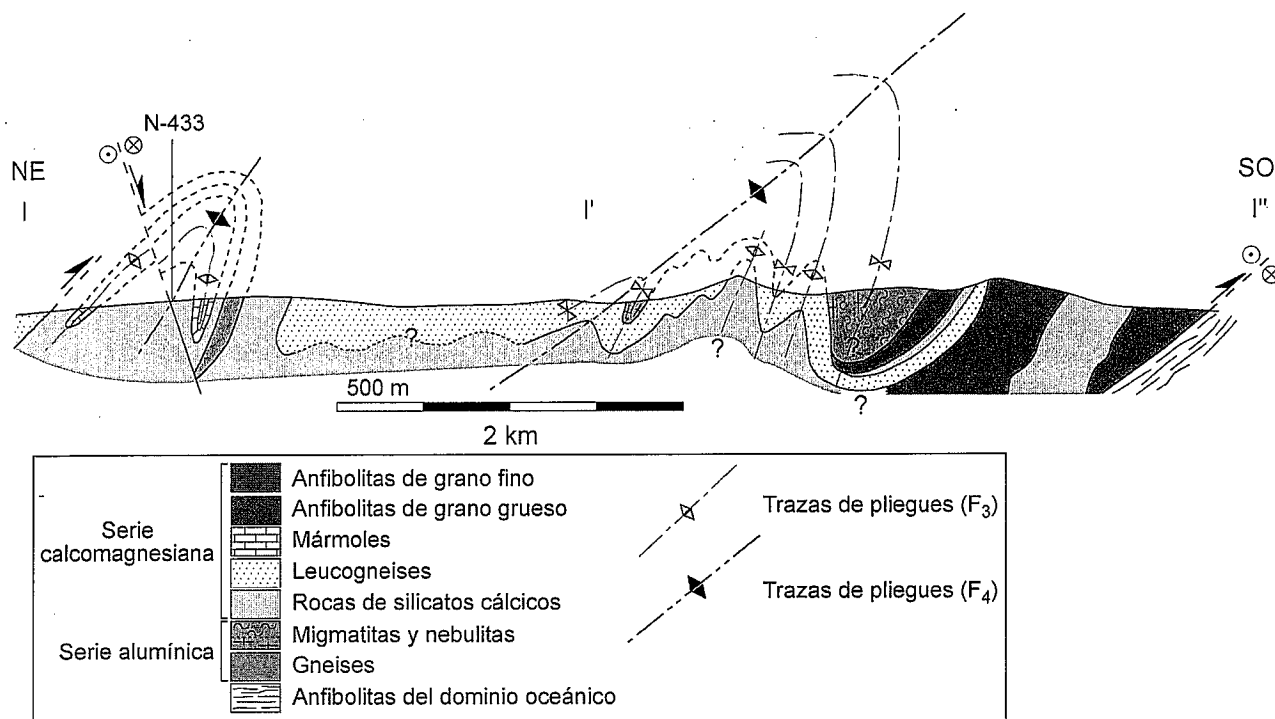


Figura 3.- Corte geológico (I-I') del DC de la BMA (sector occidental de la zona estudiada)

ción asociada a ella es L₂. La foliación S₂ es paralela al plano axial de pliegues que afectan a una foliación relictica que aparece en los microlitones de S₂, y que se considera como S₁. Esta última foliación se habría generado durante un evento deformacional anterior al que originó la fábrica principal de estas rocas, fase a la que hemos denominado D₁. Por su parte, la foliación principal y todas las estructuras asociadas a ella se atribuyen a una segunda fase de deformación, D₂. La orientación que presentan S₂ y L₂ es muy variable (Fig. 2), debido a la actuación de fases de deformación posteriores.

En algunas zonas de cizalla dúctiles de potencia métrica a decamétrica se ha desarrollado una foliación milonítica que está relacionada con el evento metamórfico de alto grado. Sobre los planos de esta foliación milonítica se observa una lineación de estiramiento definida por *ribbons* de cuarzo y plagioclasa, así como por prismas alargados de anfíbol. Estas zonas de cizalla han sido plegadas por todas las fases posteriores a D₂, lo que nos permite suponer que la foliación milonítica desarrollada en dichas zonas de cizalla es contemporánea con la foliación metamórfica principal del DC, y es también, por consiguiente, una S₂. Las escasas estructuras encontradas que dan información acerca de la cinemática de D₂ en las zonas en las que se ha observado la presencia de un componente rotacional de la deformación, permiten atribuir un movimiento normal (en la posición actual de las estructuras) para estas zonas de cizalla. Estas estructuras son especialmente abundantes en la zona de Aguafría, y entre ellas se encuentran pliegues asimétricos de la foliación, porfiroclastos de feldespato rotados asimétricamente, estructuras S-C' y fábricas de ejes *c* de cuarzo (Crespo-Blanc, 1991; Díaz Azpiroz, 2001).

Estructuras correspondientes a la fase D₃: Los pliegues abiertos

Un estudio detallado de la orientación de S₂ (Fig. 2) revela que se encuentra afectada por pliegues correspondientes a una tercera fase de deformación (D₃). Los mármoles constituyen los tipos litológicos en los que mejor se observan estas estructuras, habiéndose encontrado numerosos pliegues simétricos, abiertos o muy abiertos, y con ejes subhorizontales. Estos pliegues presentan longitudes de onda de 1-2 km y dan lugar a variaciones leves en la orientación de buzamiento de la foliación principal (S₂) de las distintas litologías del DC (Fig. 2).

En la parte central del dominio de alto grado, la foliación metamórfica de los mármoles se ve afectada por pliegues con planos axiales subverticales, bastante abiertos (ángulos entre flancos de entre 75° y 150°), que no suelen desarrollar foliación de plano axial. Tan sólo en uno de los afloramientos de mármoles de esta área se ha podido observar el desarrollo de una foliación de plano axial subvertical (S₃) definida, al igual que la foliación metamórfica (S₂), por blastos de anfíbol (Fig. 4d). En cambio, en zonas más cercanas al DO, los pliegues que afectan a los mármoles son ligeramente más cerrados (ángulos entre flancos comprendidos entre 45° y 75°), y es habitual que desarrollen una foliación de plano axial, cuya orientación es aproximadamente paralela a la de S₂ en esa zona. Por su parte, en las migmatitas aluminicas, D₃ genera pliegues abiertos que afectan al bandeo leucosoma-melanosoma sin desarrollar foliación de plano axial.

El estudio detallado de cada uno de los pliegues generados durante D₃ ha revelado que las rocas de la serie

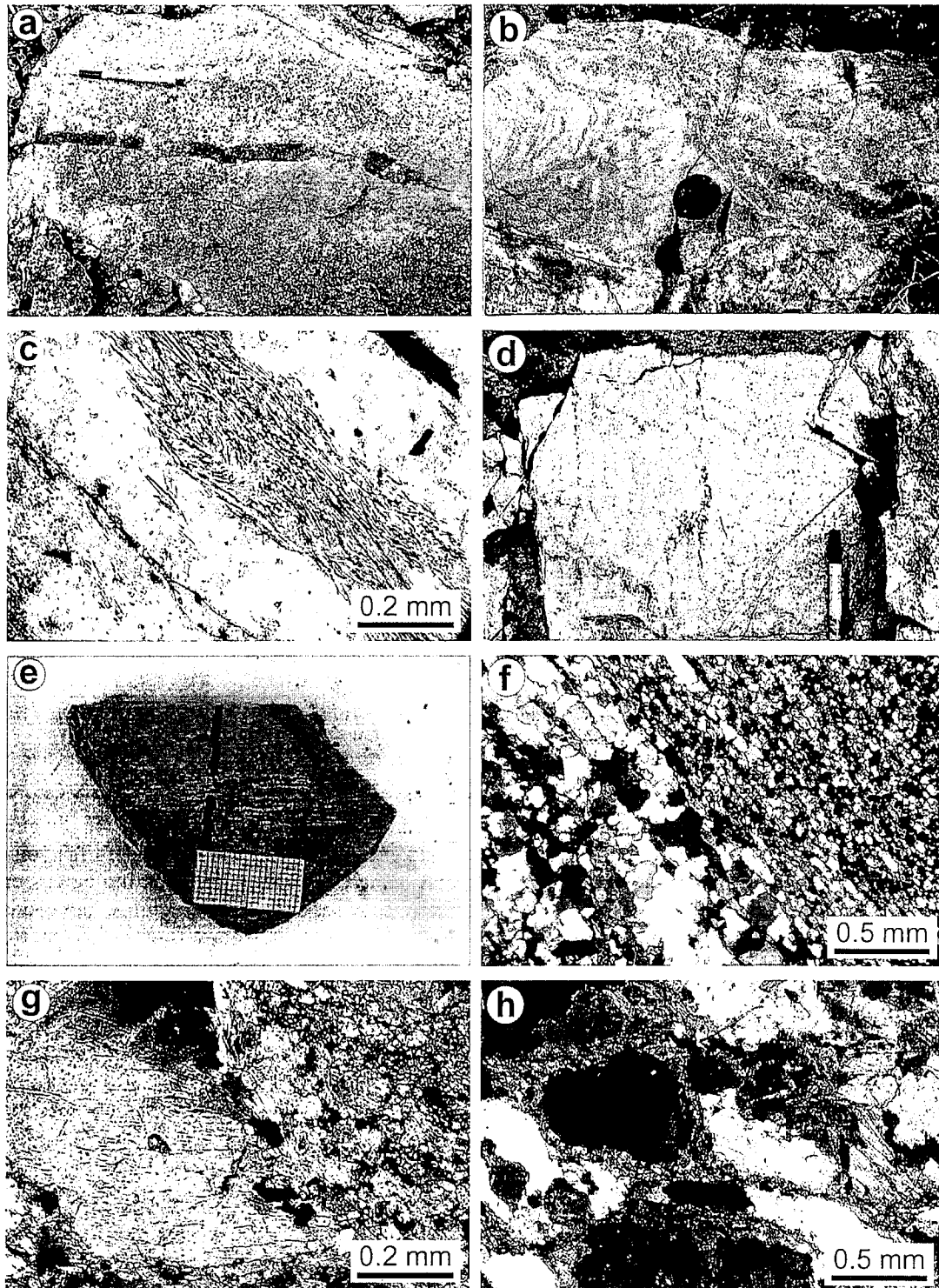


Figura 4.- Fotografías de distintas estructuras observadas en las rocas del DC. a) Mármoles en los que la foliación metamórfica (S_2) está definida por la orientación de anfíboles y clinopiroxenos (paralelos al portaminas), así como por *boudins* de rocas de silicatos cálcicos. b) Rocas de silicatos cálcicos en las que se aprecia una charnela intrafoliar cuyo plano axial es paralelo a la foliación metamórfica principal (S_2), la cual se encuentra cortada por un leucosoma pegmatítico con plagioclasa y hornblenda. c) Detalle de un agregado de sillimanita fibrolítica, la cual define una foliación (S_1) que ha sido crenulada, así como la foliación de crenulación generada en los planos axiales de dichos pliegues (S_2). d) La foliación metamórfica (S_2) de estos mármoles, definida por la orientación de blastos de anfíbol (portaminas), se encuentra afectada por un plegamiento abierto, el cual ha dado lugar al desarrollo de una foliación de plano axial (S_3) subvertical definida, asimismo, por anfíboles (rotulador) e) Leucogneis piroxénico afectado por la ZCCA. Sobre el plano de foliación milonítica (S_4) se aprecia una lineación de estiramiento (L_4) definida por blastos alargados de anfíbol y clinopiroxeno, y por *ribbons* de cuarzo f) Leucogneis leptinitico afectado por la ZCCA, en el que la foliación milonítica (S_4) está definida por *ribbons* de cuarzo. Tanto en los *ribbons* como en la matriz, el cuarzo presenta, por un lado, texturas que evidencian la actuación de mecanismos de recrystalización dinámica, y por el otro, una textura granoblástica producida mediante una recrystalización estática posterior. g) Anfíbolita del Rellano (Castro *et al.*, 1996b) afectada por una zona de cizalla de fase D_4 . Se aprecia la presencia de un porfiroclasto de hornblenda con estructura *core-mantle* rodeado por una matriz de plagioclasa, la cual ha sido completamente recrystalizada. h) Nebulita afectada por una zona de cizalla de fase D_4 , en la que se observa un porfiroclasto de plagioclasa con estructura *core-mantle*. Por su parte, el cuarzo presenta texturas generadas por recuperación y recrystalización por rotación de subgranos.

aluminica afloran siempre en el núcleo de las sinformas, mientras que en las antiformas suelen aparecer rocas de silicatos cálcicos o mármoles, pertenecientes ambos a la serie calcomagnesiana (véanse, por ejemplo, las sinformas que afloran al SO y SE de Cortegana, en las Figs. 2 y 3).

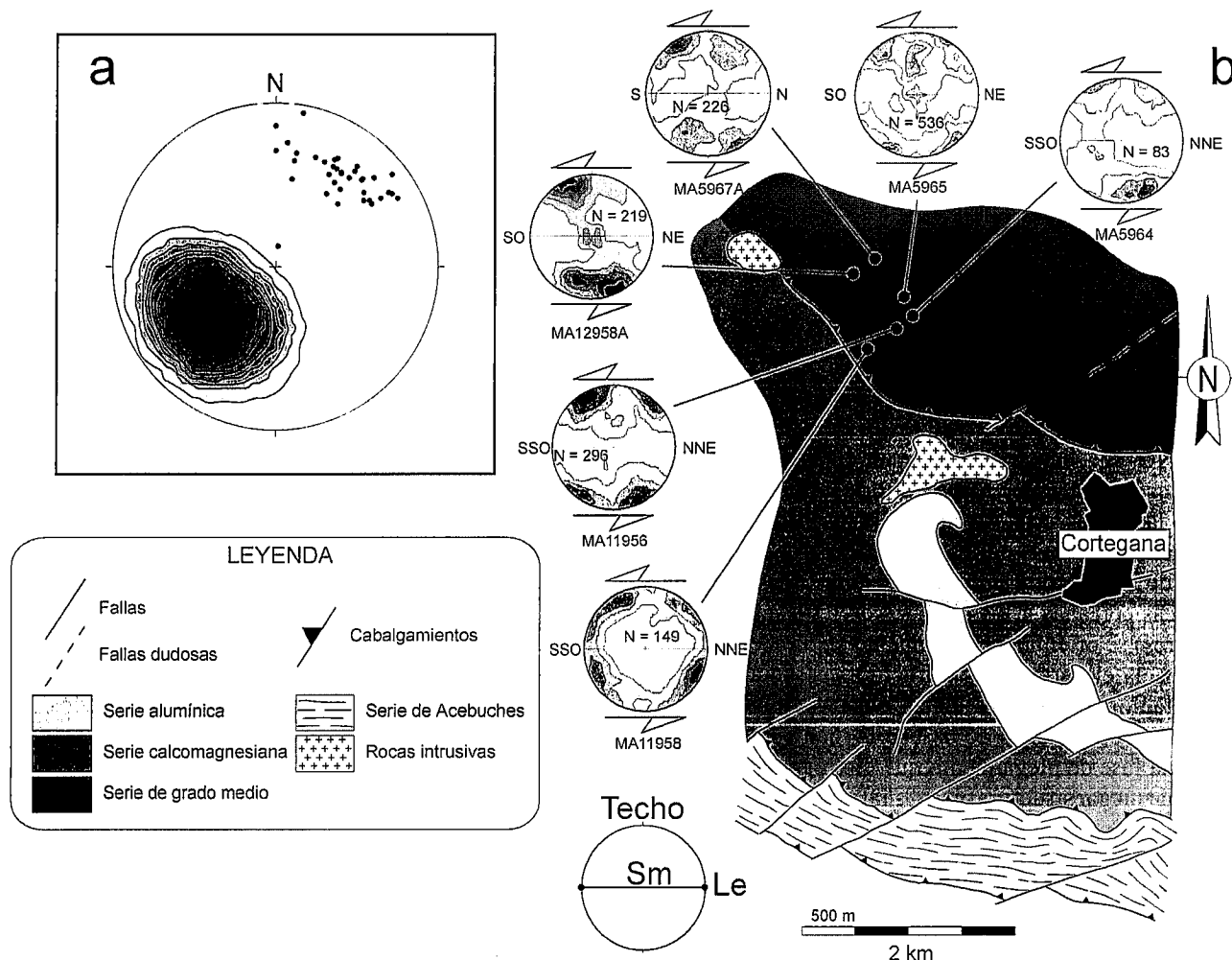
Estructuras correspondientes a la fase D₄: Antiformas abiertas y zonas de cizalla con fábricas miloníticas

Tanto S₂ como las trazas axiales de los pliegues de la fase D₃ presentan variaciones en su orientación (Fig. 2). Así, en la zona más cercana al contacto con el dominio oceánico, ambas estructuras presentan una orientación NO-SE, subparalela a dicho contacto. A medida que nos desplazamos hacia el norte, tanto la foliación como las trazas axiales van variando su orientación hacia direcciones más norteadas. En la parte central de la zona de alto grado (en los alrededores de Cortegana y en áreas cercanas a los plutones de La Canaleja y Los Molares) se orientan prácticamente en dirección N-S, y más hacia el norte, estas estructuras pasan a tener una orientación NNE-SSO. Estas observaciones indican que S₂ y los pliegues de la fase D₃ han sido afectados por una fase de plegamiento que dio lugar al desarrollo de una megaestructura periclinal que cierra hacia el NNO, equivalente a la denominada antiforma de Cortegana (Bard, 1969; Giese *et al.*, 1994). En la parte central de la zona de alto grado se observan algunas figuras de interferencia, las cuales pueden llegar a producir geometrías en «gancho», en «domos y cubetas» o en «champañón» (Figs. 2 y 3). Estas estructuras se interpretan como el resultado de la superposición de los pliegues de la fase D₃ y pliegues menores asociados a la antiforma de Cortegana, y, dada su importancia para la comprensión de la estructura de la zona, serán estudiadas con detalle en el siguiente apartado. La antiforma de Cortegana y sus estructuras asociadas se atribuyen, por tanto, a la actuación de una cuarta fase de deformación (D₄).

En la parte septentrional de la zona de estudio no se observa la foliación de alto grado metamórfico, ya que se encuentra traspuesta por una foliación milonítica muy penetrativa, sobre la cual suele observarse una lineación de estiramiento muy bien marcada (Fig. 4e). Estas dos fábricas definen una estructura planar, de dirección ONO-ESE y con una potencia de varios centenares de metros (Fig. 2) que ha sido denominada zona de cizalla de Cortegana-Aguafría (ZCCA, Díaz Azpiroz, 2001). En los trabajos de Apalategui *et al.* (1984), Crespo-Blanc (1991) y Giese *et al.* (1994) se han descrito, con distintos nombres, un conjunto de zonas de cizalla, algunas de las cuales pueden considerarse equivalentes a la ZCCA. También en la zona de mayor grado metamórfico se han encontrado algunas zonas de cizalla de espesor variable, similares a la ZCCA, aunque de menor potencia y longitud, en las que se desarrolla una foliación de marcado carácter milonítico. La foliación milonítica está definida por *ribbons* estirados de cuarzo en los leucogneises; por blastos orientados de

biotita en gneises y nebulitas, y de hercinita e ilmenita en los gneises kinzigíticos de Almonaster La Real; y por prismas de anfíbol y *ribbons* de plagioclasa en rocas de silicatos cálcicos y anfibolitas. Por su parte, la lineación de estiramiento está marcada por *ribbons* de cuarzo en los leucogneises, y blastos de anfíbol y *ribbons* de plagioclasa en las anfibolitas. La foliación milonítica es paralela al plano axial de diversos pliegues asociados a la deformación por cizalla, los cuales afectan a estrechas venas de cuarzo presentes en algunos leucogneises. La orientación que presentan la foliación milonítica y la lineación de estiramiento que se generan en estas zonas de cizalla tardías es bastante constante. Efectivamente, tanto las medidas realizadas en la ZCCA, como las obtenidas en zonas de cizalla discretas del dominio de alto grado, muestran una foliación cuya dirección varía entre NO-SE y ONO-ESE, buzando siempre hacia el NE. Por su parte, la dirección de la lineación de estiramiento varía entre N y NE, inclinándose siempre hacia el N (Fig. 5a).

La foliación milonítica S₄ lleva asociada una disminución importante del tamaño de grano, y es muy común que los leucogneises que han sido afectados por estas zonas de cizalla presenten una reestructuración completa de su fábrica, con el desarrollo de una orientación cristalográfica preferente (Fig. 4f). Por su parte, en las anfibolitas del Rellano (Castro *et al.*, 1996b), la deformación ha dado lugar a estructuras *core-mantle* en los anfíboles y a una recrystalización completa de las plagioclasas (Fig. 4g). De la misma forma, en las nebulitas afectadas por estas zonas de cizalla se aprecia que el cuarzo ha sufrido una reducción importante del tamaño de grano, por efecto de una recrystalización dinámica acusada (Fig. 4h). La presencia de bordes de grano lobulados y la abundancia de subgranos sugieren que dicha recrystalización ha tenido lugar mediante migración de bordes de grano y rotación de subgranos (Gottstein y Mecking, 1985; Urai *et al.*, 1986; Jessell, 1987; Passchier y Trouw, 1996). Asimismo, en estas rocas puede observarse un gran número de porfiroblastos de feldespato, los cuales ha desarrollado estructuras *core-mantle* (Fig. 4h) producidas mediante recrystalización dinámica en los bordes de grano (White, 1976). Finalmente, en los gneises kinzigíticos de Almonaster La Real se observan bandas de cizalla en las que la cordierita ha sido fuertemente deformada, presentando texturas de recrystalización dinámica, orientación cristalográfica preferente y abundantes subgranos. Los criterios cinemáticos disponibles indican un sentido de movimiento del bloque de techo de estas cizallas hacia el S, evidenciando el carácter cabalgante de estas estructuras (Díaz Azpiroz, 2001). En ese sentido, se han analizado, en un corte situado al NO de Cortegana, fábricas de ejes *c* de cuarzo en leucogneises afectados por la ZCCA (Fig. 5b). Los resultados obtenidos indican que la ZCCA tuvo un movimiento inverso. Muchos de los criterios cinemáticos estudiados por Crespo-Blanc (1991) apoyan el carácter cabalgante de esta zona de cizalla. En algunos sectores se han localizado, en el blo-



que de techo de la ZCCA, zonas de cizalla con cinemática normal (en la posición actual de las estructuras), asociadas a D_2 (véase más arriba). La presencia de zonas de cizalla distintas con cinemáticas opuestas explicaría la evolución tectónica compleja que adjudica Crespo-Blanc (1991) a las zonas de cizalla localizadas al norte del dominio de alto grado.

La dirección de las trazas axiales de los pliegues menores asociados a la antifirma de Cortegana es, igualmente, ONO-ESE. Estos pliegues presentan, de manera sistemática, una geometría antiformal, encontrándose dichas antiformas limitadas por las zonas de cizalla tardías. Por ello, se sugiere que tanto las zonas de cizalla como las antiformas de dirección ONO-ESE deben ser atribuidas a una misma fase, D_4 . En consecuencia, la foliación milonítica y la lineación de estiramiento generadas en la ZCCA y en otras zonas de cizalla similares se denominan S_4 y L_4 , respectivamente.

Análisis del plegamiento superpuesto

El modelo geométrico de superposición de plegamiento de Ramsay (1967) estudia los diseños resultan-

tes de la interferencia entre dos conjuntos de pliegues. El sistema de pliegues más antiguo, de geometría cilíndrica, viene caracterizado por la orientación de dos líneas: el eje de los pliegues (f_1), y la normal a su plano axial. El segundo conjunto de pliegues se genera por cizallamiento simple heterogéneo paralelo a la hipotética superficie axial de los pliegues. Este segundo sistema se define por la orientación de los ejes a_2 y b_2 , contenidos ambos en la superficie de cizallamiento, siendo a_2 paralelo a la dirección de cizalla, y b_2 perpendicular a la misma. El diseño geométrico tridimensional que se genera como consecuencia de la interferencia entre estos dos conjuntos de pliegues varía en función de dos parámetros angulares. El primero de ellos es el ángulo entre f_1 y b_2 (ángulo α). El segundo es el ángulo entre el polo del plano axial de la primera generación de pliegues y a_2 (ángulo β). Thiessen y Means (1980) demostraron que la descripción geométrica tridimensional no es completa si no se define un tercer parámetro, γ , que corresponde al ángulo entre f_1 y el polo del plano de cizalla a_2 - b_2 . La orientación de los ejes de los pliegues de la segunda generación es variable, y no coincide necesariamente con b_2 .

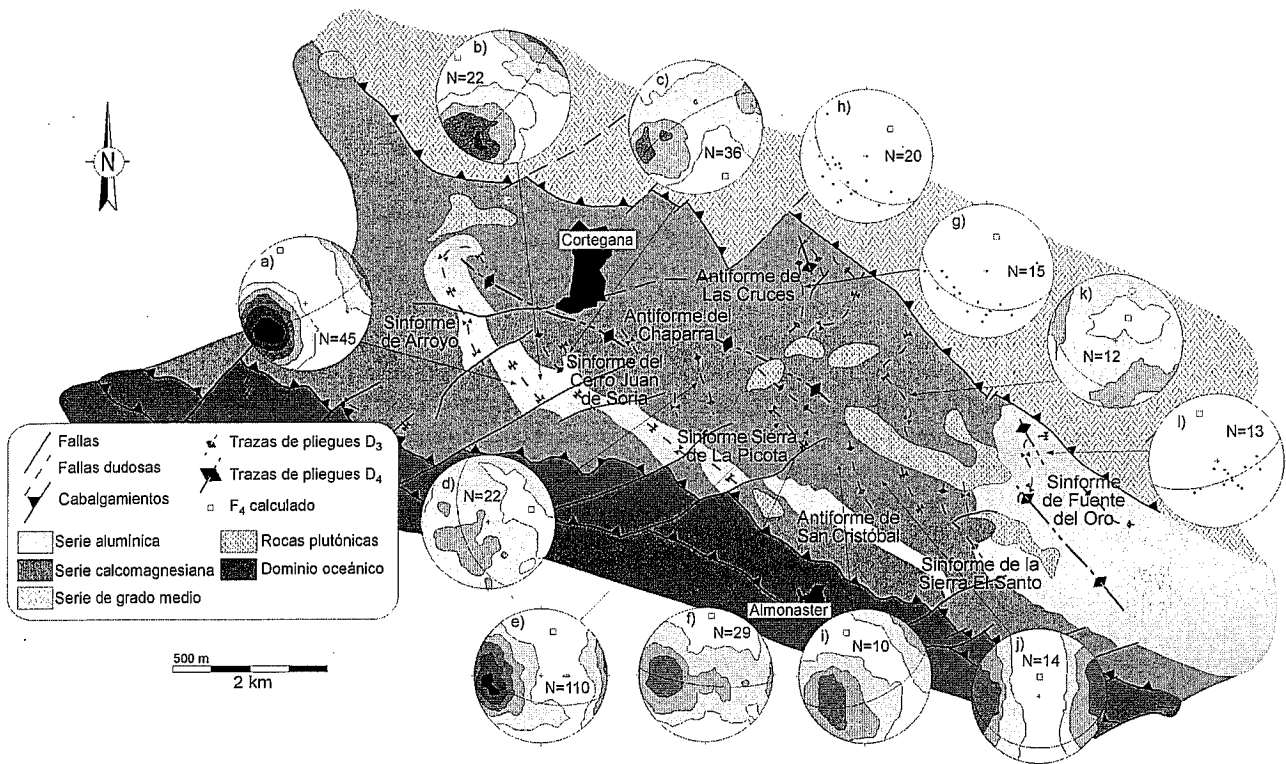


Figura 6.- Mapa esquemático del DC de la BMA en el que se incluyen los pliegues de fase D₃ identificados en este trabajo. Cada uno de los flancos de dichos pliegues se considera un sub-dominio en el que el plegamiento es aproximadamente cilíndrico. Para cada uno de ellos se muestra la distribución de polos de S₂, así como la orientación de f₄, obtenida a partir de las anteriores, de acuerdo con el método descrito en Ramsay y Huber (1987). Los datos se presentan en proyecciones equiareales (hemisferio inferior), con diagramas de densidad de polos obtenidos mediante el método de Kamb, con intervalos de contornos de 2σ.

Las variaciones en la orientación de la foliación metamórfica principal de la zona de alto grado del DC (S₂) se deben, principalmente, al efecto de las deformaciones posteriores (*i.e.*, D₃ y D₄). Se puede, por tanto, abordar el estudio de estas dos fases de plegamiento asumiendo que, previamente al desarrollo de las mismas, S₂ presentaba una orientación aproximadamente constante. En consecuencia, se llevará a cabo un análisis geométrico de la superposición de las fases de plegamiento D₃ y D₄, que se harán corresponder con la primera y segunda fase de plegamiento, respectivamente, de los trabajos de Ramsay (1967) y Thiessen y Means (1980). Para ello, y siguiendo la metodología expuesta en los citados trabajos, en primer lugar se caracterizará geoméricamente la antiforra de Cortegana (D₄). Posteriormente, se hará lo mismo con los pliegues de la fase D₃ para, finalmente, realizar una aproximación a los tipos de patrones de interferencia generados.

Caracterización geométrica de la antiforra de Cortegana (D₄)

Todas las superficies que, tras la actuación de las fases D₁ a D₃, mostraban orientaciones variables, habrían generado pliegues de fase D₄ con baja estabilidad en su dirección axial (Ramsay, 1967; Ramsay y Huber, 1987). Por lo tanto, para determinar la orientación del plano axial de los pliegues de D₄ mediante el método geométrico propuesto por dichos autores, es preciso localizar sub-dominios que se supongan geoméricamente

homogéneos, en los que los pliegues de D₃ sean aproximadamente cilíndricos y que presenten superficies axiales con una orientación constante. Hay que precisar que dichos pliegues nunca serán puramente cilíndricos, ya que esta geometría es muy rara en terrenos metamórficos de alto grado con historias deformacionales complejas (*e.g.*, Passchier *et al.*, 1990), como es el caso de la BMA.

Para dividir la zona de estudio en sub-dominios geoméricamente homogéneos se han considerado como límites de éstos las trazas axiales de D₃, las cuales han sido deducidas mediante las variaciones en la dirección de buzamiento de S₂. Los polos (π) de las medidas de foliación (S₂) obtenidas en cada uno de estos sub-dominios han sido representados en proyecciones esféricas (Fig. 6). Dichas medidas se distribuyen, de forma aproximada, en círculos mayores, indicando que en cada uno de los mencionados sub-dominios, el plegamiento de fase D₄ fue aproximadamente cilíndrico. En ese caso, las variaciones en la orientación de la foliación S₂ son debidas esencialmente al efecto de los pliegues de la fase D₄, cuyo eje viene dado, para cada sub-dominio, por el polo del círculo mayor definido por las medidas de S₂ (Figs. 6 y 7a).

Puesto que los pliegues de D₄ se generaron sobre una superficie con una orientación variable por efecto del plegamiento previo (D₃), es de esperar que los ejes de D₄ presentarán, asimismo, una orientación variable (Fig. 7a). No obstante, todos los ejes de D₄ han de estar contenidos en la superficie axial del plegamiento (Borg

y Turner, 1953), por lo que el círculo mayor que definen dichos ejes corresponde al plano axial del plegamiento producido durante D_4 , cuya orientación es $146^\circ/51^\circ$ NE (Fig. 7a). Una vez conocida la orientación de esa superficie axial, la posición de c_4 , que es el polo de dicho elemento, se obtiene de forma directa ($236^\circ/39^\circ$).

Por otra parte, si se considera que tanto la antifforma de Cortegana como la ZCCA se generaron mediante la misma fase de deformación (D_4), resulta razonable utilizar la dirección de movimiento obtenida para la ZCCA como mejor estimador de a_4 . Esta dirección de movimiento coincide aproximadamente con la lineación de estiramiento L_4 (Díaz Azpiroz, 2001), por lo que se puede suponer que el eje a_4 de la antifforma de Cortegana es igual a la dirección media de L_4 , cuya orientación es $23^\circ/46^\circ$ (véase la figura 5a). Por último, la dirección b_4 se obtiene teniendo en cuenta que es perpendicular a a_4 y a c_4 , por lo que su orientación es $132^\circ/17^\circ$ (Fig. 7b).

Caracterización geométrica de los pliegues generados durante D_3

En el trabajo de Ramsay (1967) se establecen diversos métodos para calcular la orientación inicial de los pliegues de la primera etapa de una superposición de plegamientos. De acuerdo con una primera aproximación, la orientación de las trazas axiales en aquellos dominios en los que los pliegues menores de D_3 estén mejor desarrollados representará, aproximadamente, la orientación original de esa fase de plegamiento. Los pliegues menores de la fase D_3 que están mejor desarrollados se encuentran en tres afloramientos de mármoles situados al sur de Cortegana, cerca del contacto entre el DC y el DO, en los que la orientación de las trazas axiales de D_3 varía entre NNO y NO. En ocasiones, estos pliegues desarrollan una foliación de plano axial de dirección NO-SE, con buzamiento al NNE. No obstante, existen algunos métodos más precisos para determinar la orientación de los ejes de los pliegues de la primera etapa de plegamiento, los cuales permiten además aproximarse al conocimiento de los mecanismos de plegamiento involucrados. Estos métodos se basan en la disposición geométrica de las lineaciones generadas durante una primera etapa de plegamiento, una vez que han sido afectadas por el plegamiento posterior (Ramsay, 1967). En el modelo considerado por Ramsay (1967) estas lineaciones son esencialmente paralelas a los ejes de los pliegues de la primera generación. Es posible demostrar que la lineación primitiva se reorienta dando lugar a dos lugares geométricos distintos dependiendo del flanco del pliegue primitivo sobre el que estuviera. En función del mecanismo que genera el segundo plegamiento, el lugar geométrico que definen las lineaciones primitivas pueden ser dos círculos mayores, si los pliegues de la segunda generación se han formado por cizalla simple heterogénea paralela a la superficie axial (Weiss, 1959; Ramsay, 1960), o dos círculos menores, si los pliegues se han generado

mediante deslizamiento flexural (Phillips, 1954; Weiss, 1959; Ramsay, 1960). Por otra parte, cuanto mayor es el ángulo entre la lineación asociada a la primera deformación y el eje de la segunda generación, más se acercará el lugar geométrico de la lineación plegada a un círculo mayor, incluso para pliegues formados mediante deslizamiento flexural. Con independencia del mecanismo de plegamiento que haya dado lugar a los pliegues de la segunda generación, los dos lugares geométricos descritos por las lineaciones o ejes de los pliegues de la primera etapa se intersectarán según una línea que representa la posición inicial de la charnela de esos primeros pliegues.

Para poder aplicar este método en el DC de la BMA, se ha determinado la orientación de los ejes de los pliegues menores de fase D_3 , que equivalen a la lineación asociada a la primera etapa de plegamiento. En consecuencia, se han realizado numerosas medidas de pliegues menores de D_3 en distintos afloramientos de mármoles. Los ejes de estos pliegues (f_3) han sido divididos en dos grupos en función del flanco del pliegue de D_3 en el que se encuentren, y sus medidas han sido representadas en la figura 7b. Puede observarse cómo los ejes obtenidos en los flancos orientales de las antifformas de D_3 se sitúan, de forma aproximada, según un círculo mayor. Por su parte, los ejes medidos en los flancos occidentales de las antifformas definen un círculo menor. Esta disposición es, como se ha comentado en el párrafo anterior, congruente con un plegamiento por deslizamiento flexural. La no coincidencia entre ambos lugares geométricos permite deducir además que los pliegues de primera generación (D_3) no eran estructuras de tipo isoclinal (Ramsay, 1967). Ambos lugares geométricos intersectan en un área cuya orientación media es $145^\circ/10^\circ$. La dirección del eje del plegamiento de D_3 obtenida mediante este método, confirma la aproximación indicada anteriormente, que mostraba una dirección NNO/NO-SSE/SE para la traza axial de dicho plegamiento.

Para determinar la orientación de la superficie axial de los pliegues de fase D_3 ha de tenerse en cuenta, en primer lugar, que el plano axial de estos pliegues tiene que contener al eje ($145^\circ/10^\circ$). Por otra parte, si se considera la geometría que presentan actualmente estos pliegues en la parte central de la zona de alto grado, donde suelen ser simétricos, se puede inferir que su plano axial era subvertical. No obstante, en la zona cercana al contacto entre el DC y el DO, se observa, por un lado, que las trazas axiales de estos pliegues y las de la antifforma de Cortegana son subparalelas (Fig. 2) y, por el otro, un acusado estiramiento de los flancos de los pliegues de D_3 . Ello sugiere que en esta zona, el plano axial de los pliegues de D_3 era subparalelo al de los pliegues de D_4 , y que la dirección de f_3 se aproximaba a la de b_4 . Por lo tanto, se puede asumir que la orientación original de la superficie axial de los pliegues de D_3 variaba desde una orientación similar a la mostrada por la antifforma de Cortegana ($\sim 145^\circ/50^\circ$ NE), en la parte meridional de la zona de alto grado, hasta una posición

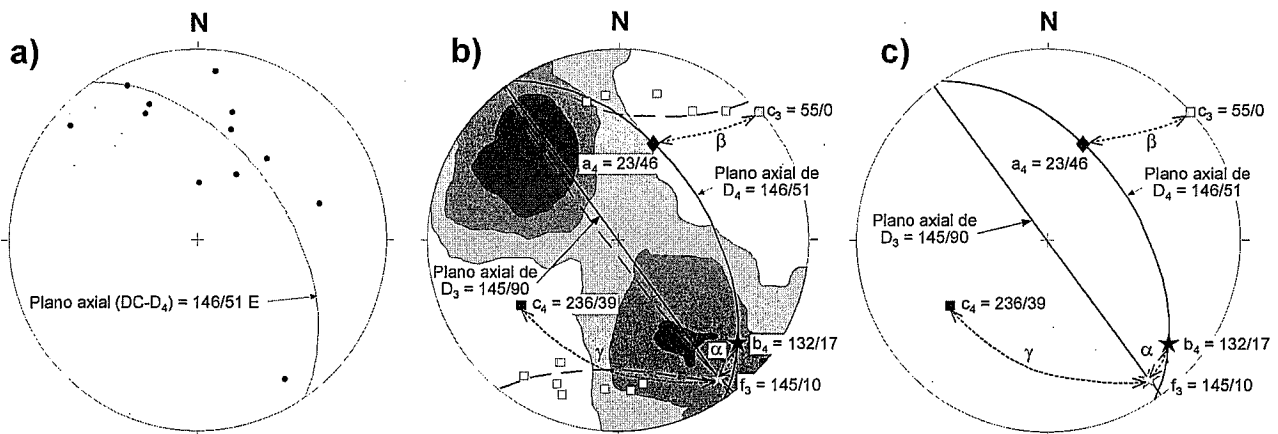


Figura 7.- a) Deducción de la orientación del plano axial de la antiforma de Cortegana (D_4) a partir de la posición de las medidas de f_4 obtenidas en la figura 5. El plano axial coincide con el círculo mayor que contiene a dichos ejes (Borg y Turner, 1953; Ramsay, 1967). b) Estimación de los ángulos α , β y γ , característicos de la superposición de plegamientos entre las fases D_3 y D_4 . La orientación del plano axial de la antiforma de Cortegana ha sido deducida en la figura 6a, y su polo (c_4 , cuadrado negro) tiene una orientación 236/39. Se considera que la dirección de deslizamiento paralelo a la superficie axial (a_4) de la antiforma de Cortegana (rombo negro) es igual a la media de las medidas de lineación de estiramiento de la ZCCA ($a_4 = 23/46$). La dirección b_4 (estrella negra) está contenida en el plano axial de la antiforma de Cortegana y es perpendicular a a_4 . Los lugares geométricos donde se sitúan los ejes medidos en los flancos occidentales de las antiformas de D_3 (diagrama de densidad de polos obtenido mediante el método de Kamb, con intervalos de contornos de 2s) se distribuyen según un círculo mayor (138/85 SO), mientras que los ejes medidos en los flancos orientales de dichas antiformas (cuadrados blancos) se disponen según un círculo menor (eje = 3/0, ángulo de apertura = 32°). Ambos lugares geométricos intersectan en una zona cuyo centro representa la posición original del eje $f_3 = 156/17$ (estrella gris). El plano axial de los pliegues de fase D_3 varía entre $\sim 156/90$ en la parte central de la zona de alto grado, y $\sim 146/51$ NE (subparalelo al plano axial de la antiforma de Cortegana) en la zona cercana al contacto entre el DC y el DO (véase explicación en el texto). Por lo tanto, la orientación del polo del plano axial de la fase D_3 (c_3) varía entre 66/0 (cuadrado gris) y 236/39 (cuadrado negro). Debido al grado de incertidumbre y a la variabilidad en la posición del eje f_3 y del plano axial de D_3 , los ángulos α , β y γ tienen valores aproximados y variables. c) Representación simplificada de los ángulos α , β y γ .

aproximada $156^\circ/90^\circ$, en la parte central de la misma. De este modo, c_3 variaría entre 236°/39° y 66°/0° (Fig. 7b).

Análisis de la superposición de plegamientos entre D_3 y D_4

Una vez conocidos los parámetros característicos de los plegamientos producidos durante D_3 (f_3 y c_3) y D_4 (a_4 , b_4 y c_4), es posible determinar los ángulos necesarios (α , β y γ) para clasificar los patrones de interferencia resultantes de la superposición de ambos plegamientos, de acuerdo con la clasificación propuesta por Thiessen y Means (1980). En la descripción que sigue hay que tener en cuenta los errores cometidos en la determinación de las distintas etapas de plegamiento. Estos errores proceden tanto del mismo proceso de medición de los elementos geométricos del plegamiento en el campo, como del tratamiento estadístico de los datos. Además, los requisitos de partida considerados por Ramsay (1967) y Thiessen y Means (1980) para establecer sus modelos de interferencia pueden no coincidir con las condiciones bajo las que se produjo el plegamiento en la zona estudiada. Tanto Ramsay (1967) como Thiessen y Means (1980) asumen que su segunda generación de pliegues se forma mediante cizalla simple heterogénea paralela a la superficie axial. Sin embargo, como ya se ha indicado, en el caso de la zona de alto grado del DC, el patrón geométrico de reorientación de los ejes de D_3 por efecto de los pliegues de D_4 sugiere la actuación de un plegamiento flexural con deslizamiento a lo largo de las superficies axiales de los pliegues de D_3 . Además, es muy arriesgado restringir los modelos de superposición observados (Fig. 2) a los tipos clásicos de Ramsay (1967), ya que distintas sec-

ciones de un mismo modelo de superposición de Thiessen y Means (1980) como, por ejemplo, el tipo G, pueden dar lugar a diferentes tipos de los definidos por Ramsay (1967). Con las limitaciones expresadas, es posible, sin embargo, utilizar estas clasificaciones para obtener una imagen general de los patrones de superposición de plegamientos en el DC de la BMA, considerando siempre que la geometría tridimensional real será más complicada.

Teniendo en cuenta los errores cometidos en la estimación de los parámetros de cada etapa de plegamiento, se ha podido determinar el siguiente rango de variación en los ángulos característicos: $\alpha < 30^\circ$, $\beta > 60^\circ$, $\gamma > 60^\circ$ (Fig. 7c). El valor de β varía entre 60° , en la parte central de la zona de alto grado, donde el plano axial de los pliegues de D_3 es aproximadamente vertical, y 90° , en la zona cercana al contacto entre los dominios oceánico y continental, donde el plano axial es subparalelo al de las antiformas de D_4 . Del mismo modo, cuando β tiende a 90° , α se aproxima a 0° y γ tiende a 90° .

El rango de valores obtenido para los ángulos α , β y γ se ha proyectado en el volumen ideado por Thiessen y Means (1980) para clasificar las interferencias de plegamientos (Fig. 8). De acuerdo con el diagrama, el modelo de interferencia producido por la superposición de los plegamientos generados durante D_3 y D_4 se sitúa en las cercanías del vértice inferior-derecho del diagrama. El patrón varía en función de la zona que se considere. Así, en el área más cercana al contacto entre el DC y el DO, α tiende a 0° , y β y γ a 90° . Por lo tanto, el modelo de interferencia se aproxima al tipo E (Fig. 8), que se corresponde con el tipo 0 de Ramsay (1967). El tipo de

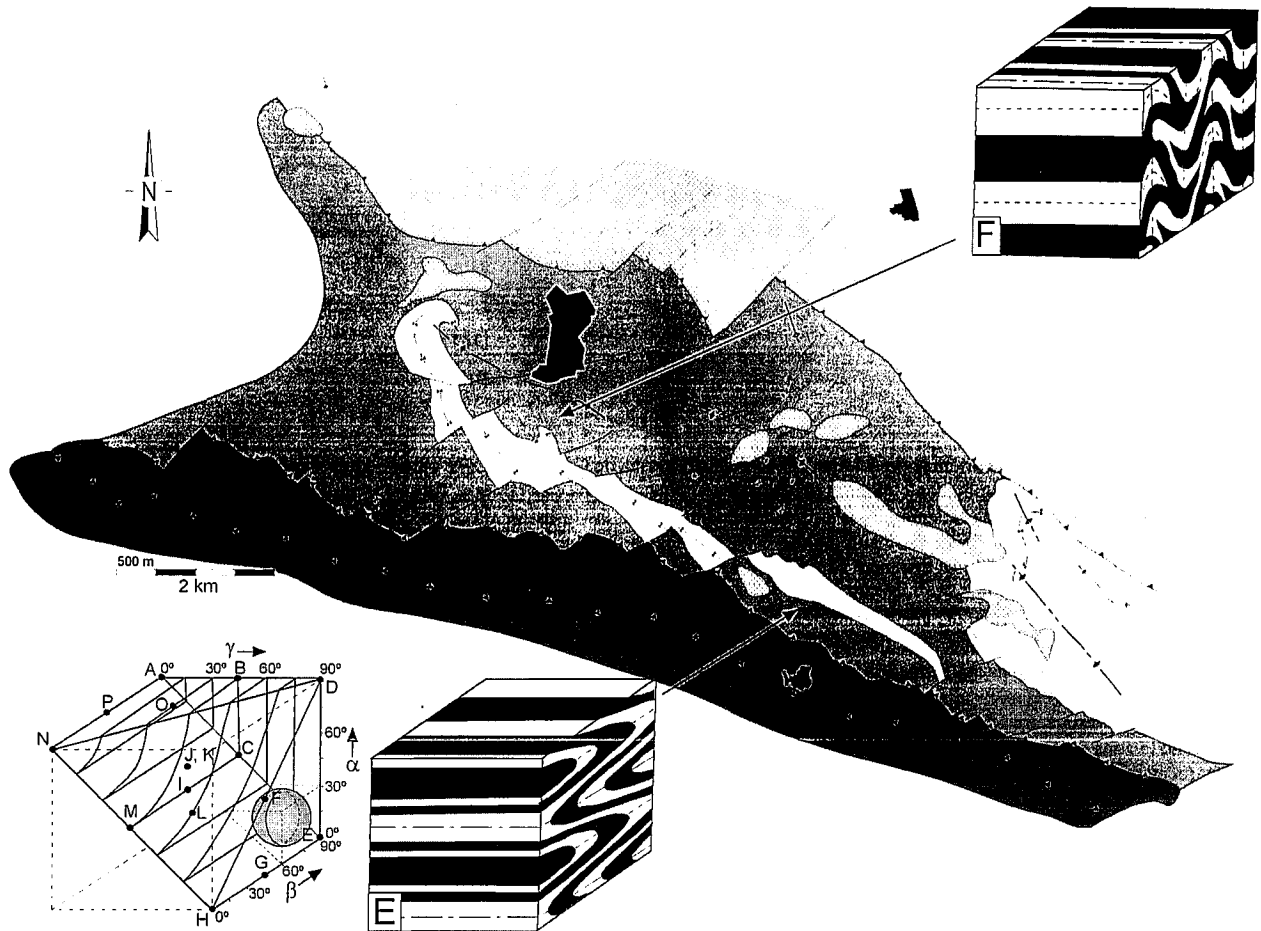


Figura 8.- Sobre el cubo de clasificación de patrones de interferencia de Thiessen y Means (1981) se representa una esfera que corresponde a los patrones de interferencia generados por la superposición de las fases de plegamiento D_3 y D_4 , teniendo en cuenta los valores calculados de α , β y γ . En el mapa del DC de la BMA se muestran, de forma esquemática, las diferencias en los patrones de interferencia entre distintas zonas del dominio, en función de la orientación original de los pliegues de fase D_3 .

superposición deducido coincide con lo observado en el campo, ya que en la banda comprendida entre Almonaster La Real y Cortegana no se han observado figuras de interferencia (Fig. 2), lo que indica que el plegamiento generado por D_4 tan solo ha producido un fuerte estiramiento en los flancos de los pliegues de D_3 , lo cual explicaría la escasez de charnelas encontradas en esta zona (Fig. 9).

A medida que nos alejamos del contacto DO-DC, α va incrementando su valor hasta un máximo de 30° , mientras que β y γ se aproximan a 60° . En consecuencia, el tipo de interferencia que se encontrará en esta zona se encuentra entre los tipos C, E, F, G e I de Thiessen y Means (1980). Esto significa que, para valores altos de β , el patrón de interferencia responderá al tipo 1 de Ramsay (1967), dando formas cerradas, más o menos redondeadas. A medida que β y γ disminuyen, la interferencia responderá a un modelo de tipo transicional entre los tipos 1 y 2 de Ramsay (1967). Por consiguiente, en la zona central de la antiforra de Cortegana, la superposición de los plegamientos producidos durante D_3 y D_4 dará lugar a figuras de interferencia, generalmente cerradas, en forma de «domos y cubetas» o de «champiñón» (Fig. 8). En la figura 2 pueden apre-

ciarse estos tipos de patrones de interferencia en los niveles de mármoles situados al este de Cortegana. Modelos de interferencia con valores de γ algo mayores se acercarán a los tipos F y G, lo que generará figuras en «gancho», como la que se observa en el nivel de gneises y migmatitas de afinidad charnockítica que aflora al oeste de Cortegana (véase el mapa de la Fig. 2, así como la Fig. 9).

Discusión

En la Tabla I se resumen las principales características de las cuatro fases de deformación dúctil que afectaron al DC de la BMA. La relación que presenta cada una de dichas fases con el metamorfismo es difícil de establecer, ya que la evolución metamórfica del DC es bastante compleja debido a que las altas temperaturas alcanzadas permitieron que las rocas atravesaran varias reacciones de alto grado, incluyendo una o más reacciones de fusión (e.g., Bard, 1969; Castro *et al.*, 1996a; El-Biad, 2000; Díaz Azpiroz, 2001). Por lo tanto, existe la posibilidad de que se produjera blastesis de fases metamórficas de alta temperatura, antes, durante y después de producirse alguna de las fases de deformación

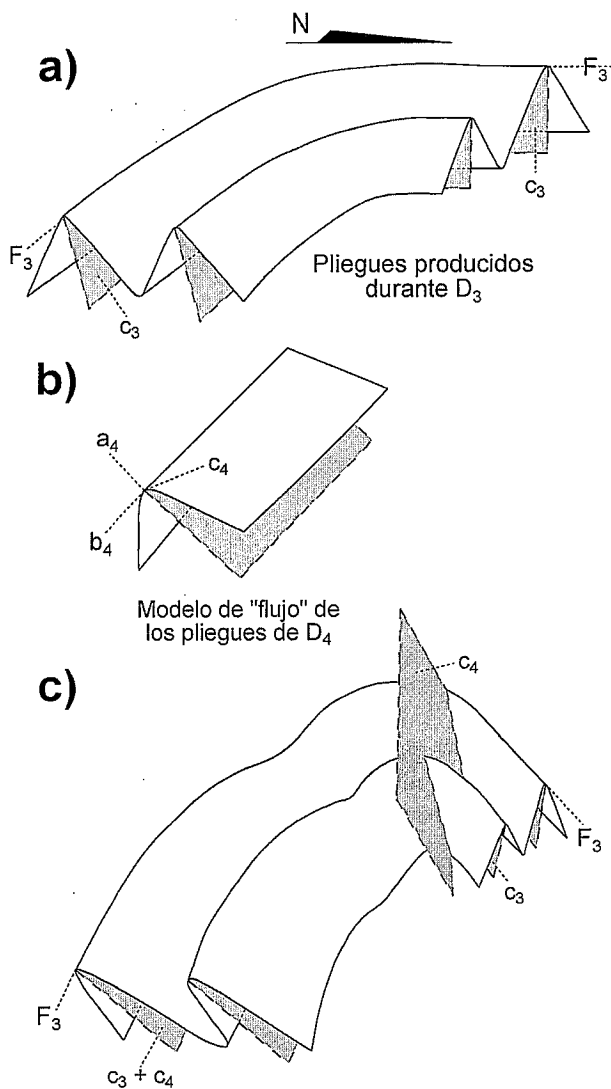


Figura 9.- Modelo de superposición de plegamientos propuesto para las fases D₃ y D₄ del DC de la BMA. a) Pliegues producidos durante D₃, en los que se observa la variación en la orientación del plano axial (c₃) y del eje (f₃). b) Sistema de ejes de referencia de la antifirma de Cortegana (D₄), con la representación de sus tres direcciones principales (a₄, b₄ y c₄). c) Esquema que muestra el resultado de la interferencia entre ambas fases de plegamiento. En la zona meridional, en la que los dos planos axiales son subparalelos, se produce un patrón de interferencia de tipo 0 de Ramsay (1967), que da lugar a una disminución del ángulo entre flancos de los primeros pliegues y a un estiramiento de sus flancos. En la parte más septentrional, donde las direcciones principales de ambas fases de plegamiento son oblicuas entre sí, la mayor longitud de onda de los pliegues de fase D₄ hace que se generen flexiones suaves, con desarrollo de patrones de interferencia cerrados.

descritas. A pesar de ello, Díaz Azpiroz (2001) concluye que el metamorfismo más intenso se produjo en relación con la fase extensional D₂, que representa la última fase con deformación interna generalizada en el DC. La textura granoblástica observable en las rocas de la zona de alto grado del DC sugiere la actuación de un proceso de recristalización estática mediante reducción del área de los límites de granos (*grain boundary area reduction*), una vez que ha cesado la deformación D₂, en condiciones de temperaturas moderadas a altas (e.g., Bons y Urai, 1992; Passchier y Trouw, 1996). Esta observación podría indicar que el pico térmico registrado en estas rocas sería tardi-/post-tectónico con respecto a D₂. Sin embargo, Hanmer (2000) ha interpretado recientemente este tipo de texturas granoblásticas con tamaño de grano grueso como el resultado de una intensa deformación en condiciones de P y T correspondientes a la facies de las granulitas.

Secuencia y significado tectono-metamórfico de las fases de deformación descritas

No hay datos que revelen la naturaleza de la primera deformación que afectó al dominio continental (D₁). Se sabe de su existencia únicamente por la presencia de restos de foliaciones (S₁), encontrados en los microlitones de la foliación principal. Los arcos poligonales suelen generarse mediante crecimiento mimético (Turner y Weiss, 1963; Etheridge *et al.*, 1974; Ishii, 1988), por lo que no es posible utilizar estas estructuras para deducir las condiciones metamórficas reinantes durante D₁. En cambio, la textura que presenta la sillimanita encontrada en las pelitas de alto grado no parece indicar que se haya formado como un pseudomorfo de distena. Por lo tanto, es probable que las condiciones metamórficas en las que se produjo la primera deformación alcanzaran, al menos en las zonas de mayor grado, la isograda de la sillimanita, lo cual implica temperaturas moderadamente altas y presiones intermedias a bajas. La primera fase que se describe en los trabajos de Bard (1969), Apalategui *et al.* (1983, 1984, 1990), Crespo-Blanc (1991), Giese *et al.* (1994), Apraiz, 1998 y Expósito *et al.* (2002), consistió en pliegues recumbentes de escala kilométrica. Por otro lado, y como se ha indicado en párrafos anteriores, es posible observar la presencia de rocas de la serie aluminica en los núcleos de las sinfor-

	DC-D ₁	DC-D ₂	DC-D ₃	DC-D ₄
Macroestructuras	Posibles pliegues recumbentes	Localmente, zonas de cizalla normales	Pliegues abiertos simétricos	Zonas de cizalla inversas Antiformes de propagación
Foliaciones	Foliaciones relictas	Foliación metamórfica Localmente, foliación milonítica	Localmente, foliación de plano axial	Foliación milonítica en zonas de cizalla
Lineaciones		Lineación mineral Localmente, lineación de estiramiento		Lineación de estiramiento en zonas de cizalla

Tabla I.- Resumen de las observaciones realizadas en el dominio continental de la BMA, referentes a macroestructuras, foliaciones y lineaciones. En función de dichas observaciones se han establecido las cuatro fases de deformación que afectaron al dominio continental (para una explicación más extensa, véase el texto).

mas de fase D₃. De acuerdo con los datos estratigráficos aportados por Apalategui *et al.* (1984), Crespo-Blanc (1991) y Giese *et al.* (1994), esta serie alumínica constituye la unidad más antigua de la BMA. Este hecho implica que, previamente a la fase D₃, la serie del DC debía de encontrarse invertida. No disponemos de datos que permitan deducir si la deformación responsable de dicha inversión fue D₁ o la actuación conjunta de D₁ y D₂. Se sugiere, en cualquier caso, que la fase D₁ generó grandes pliegues recumbentes, de forma que la zona de alto grado del DC de la BMA constituiría, en su conjunto, el flanco inverso de una de estas estructuras, lo que explicaría que la serie original se encuentre invertida.

Como se ha visto en apartados anteriores, la segunda deformación que afectó al dominio continental (D₂) es la responsable de la generación de la foliación principal encontrada en la zona de alto grado (Fig. 10a). Esta segunda foliación (S₂) es, por lo general, una foliación de crenulación. Ocasionalmente, D₂ parece haber generado una foliación milonítica, especialmente en la parte septentrional de la zona de alto grado. El estudio de la fábrica de ejes *c* del cuarzo en leucogneises cuya foliación principal es S₂ (Díaz Azpiroz, 2001), muestra fábricas con predominio de guiraldas coincidentes con círculos menores cuyo eje es el polo de S₂. Esta observación sugiere que el elipsoide de deformación finita sería de tipo oblato y correspondería a un aplastamiento axial (*e.g.*, Schmid y Casey, 1986), con el máximo acortamiento situado en posición aproximadamente vertical (perpendicular a S₂). En ese sentido, un aplastamiento axial que implicara estiramiento según dos de los ejes principales de la elipse de deformación podría dar lugar al desarrollo de estructuras de *boudinage* en «tableta de chocolate» (Ramsay y Huber, 1983, 1987; Ghosh, 1993), como las que, de hecho, han sido observadas en mármoles del DC (Díaz Azpiroz y Fernández, 2002). El escaso desarrollo de la lineación L₂ se explicaría por la geometría oblata del elipsoide de la deformación. En las zonas de cizalla menores desarrolladas durante D₂, con desplazamiento normal, este aplastamiento estuvo acompañado de un componente de deformación rotacional. La combinación observada de aplastamiento según en eje vertical y zonas de cizalla con movimiento normal es congruente con la actuación de un colapso extensional de toda la zona, contemporáneo con el evento metamórfico de AT/BP que tuvo lugar en el dominio continental durante la orogenia varisca.

Los resultados del análisis de la interferencia de plegamiento entre las fases D₃ y D₄ revelan que la orientación original de los pliegues de D₃ variaba desde la zona cercana al contacto entre los dominios oceánico y continental, donde los planos axiales podrían tener una dirección ONO-ESE, buzando al NE, hasta la parte central de la zona de alto grado, en la que los planos axiales serían subverticales y tendrían una dirección más norteadada. Esta disposición de las trazas axiales de los pliegues de la fase D₃ es congruente con un desplaza-

miento con componente lateral senestro en la zona de cizalla Sudibérica (véase Crespo-Blanc y Orozco, 1988), localizada al sur del DC, así como con el carácter general transpresivo senestro de la estructura de la ZOM generada durante la orogenia varisca (*e.g.*, Crespo-Blanc, 1991; Quesada, 1991). El hecho de que la serie se encontrara invertida previamente al desarrollo de esta fase hizo que este plegamiento generara sinformas anticlinales, con la serie alumínica en el núcleo, y antiformal sinclinales, con la serie calcomagnesiana en el núcleo (Fig. 10b). El estudio de la blastesis mineral relacionada con la foliación S₃ muestra que las condiciones metamórficas variaron ligeramente con respecto a D₂, de modo que la deformación se produjo durante D₃ en condiciones de menores temperaturas y presiones. En concreto, El-Biad (2000) y Díaz Azpiroz (2001) registran caídas de temperatura entre D₂ y D₃ mayores de 100 °C, y descensos de presión superiores a los 2 kbar.

Bard (1969) consideraba que la estructura del DC de la BMA consistía en dos grandes antiformalas, la de Cortegana y otra situada al norte de ésta, a la que denominó antiformala de Fuenteheridos, conectadas mediante la sinforma de Aguafría. Sin embargo, en este trabajo no se han encontrado variaciones en la orientación de la foliación en las zonas en las que, supuestamente, se encuentra la sinforma de Aguafría. Tampoco se han encontrado cierres periclinales que indiquen la presencia de la mencionada estructura. En cambio, en su lugar se ha definido la zona de cizalla de Cortegana-Aguafría (ZCCA), la cual tiene un carácter dúctil, una dirección ONO-ESE, y es vergente al SSO. Crespo-Blanc (1991), por su parte, no considera la existencia de la antiformala de Cortegana, y atribuye las variaciones en la orientación de la foliación metamórfica a la actuación de la zona de cizalla Sudibérica y a la de Cortegana-Aguafría, a las que asigna un componente de desplazamiento lateral izquierdo. Sin embargo, la ZCCA tiene vergencia hacia el SSO, y el componente en dirección de dicha zona de cizalla es mínimo, y, en cualquier caso, supone un movimiento lateral derecho (Fig. 5a). La ZCCA relaciona a la antiformala de Fuenteheridos, en el bloque de techo, al norte, con la antiformala de Cortegana, en el bloque de muro, al sur. En principio, podría resultar paradójico que una zona de cizalla a la que se le ha asignado una cinemática cabalgante sitúe rocas de menor grado metamórfico sobre rocas que han sufrido un metamorfismo de grado alto. Sin embargo, la disposición actual de las isograsas metamórficas en el DC, que hace que rocas pertenecientes a una misma unidad litoestratigráfica presenten grados metamórficos muy diferentes, sugiere que el foco de calor que las generó se situaba en su límite meridional (Castro *et al.*, 1996a), de lo que se deduce que, previamente a la actuación de la ZCCA, las isograsas metamórficas contemporáneas con D₂ se inclinaban originalmente hacia el norte. Además, la fase D₃, consistente en pliegues subverticales, acabó plegando las isograsas y verticalizándolas aun más. En semejante contexto, y teniendo en cuenta la

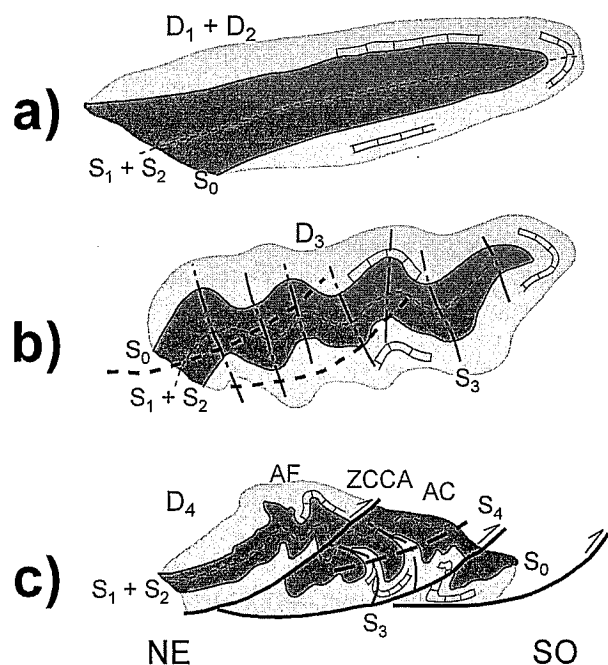


Figura 10.- Modelo de evolución tectónica del DC de la BMA. a) Desarrollo de estructuras por la superposición de las fases D₁ y D₂. Después de éstas, la zona de alto grado del DC quedó encuadrada en el flanco inverso de un gran pliegue recumbente. b) Pliegues abiertos generados durante D₃. Las líneas gruesas discontinuas representan la localización de las zonas de cizalla que se generarán durante la fase D₄. c) D₄ dio lugar a grandes zonas de cizalla inversas y a antiformalas abiertas, de longitud de onda kilométrica. S₄ es una foliación milonítica desarrollada en las zonas de cizalla.

geometría de la ZCCA (buzamientos hacia el norte de unos 45°), lo más factible para reproducir la disposición actual de las rocas de la BMA sería que la cinemática de la ZCCA fuera inversa.

Las variaciones en la orientación de S₂ y de las trazas axiales de los pliegues de D₃ parecen confirmar la existencia de la antiformala de Cortegana, en cuyo núcleo y flanco meridional se sitúa la zona de alto grado del DC de la BMA. Por otro lado, la ausencia de foliación de plano axial asociada al plegamiento en el núcleo de la antiformala de Cortegana, sugiere que la deformación interna producida en esta zona por la fase D₄ fue de poca intensidad. Esto explicaría que en el núcleo de la antiformala de Cortegana se haya conservado la foliación metamórfica de alta temperatura, así como las fábricas cristalográficas producidas por aplastamiento axial y deformación rotacional extensional. Sin embargo, en el flanco NE de la antiformala se desarrolló la ZCCA, en la que se generó una foliación milonítica y una lineación de estiramiento muy penetrativas. Por su parte, en el flanco SO se observan algunas zonas de cizalla similares aunque de menor tamaño.

La antiformala de Cortegana es vergente al SSO, y tiene un plano axial de dirección ONO-ESE. La superposición de este plegamiento con los producidos durante D₃ generó figuras de interferencia complejas, cuya morfología varía en función de la orientación original de los pliegues de D₃, como se ha explicado en la sección anterior.

En general, los pliegues generados durante D₄ presentan, de manera sistemática, una geometría antiformal, encontrándose dichas antiformalas limitadas por las zonas de cizalla inversas de esta misma fase D₄ (la más importante de las cuales es la ZCCA). Esta relación sugiere que los pliegues pudieron ser el resultado de la deformación en el interior de las láminas limitadas por las zonas de cizalla, cuya cinemática es cabalgante. Por ello, se sugiere que estas antiformalas tardías de dirección ONO-ESE debieron generarse como pliegues geoméricamente asociados al desarrollo de un sistema imbricado de cabalgamientos (Fig. 10c). Mediante el estudio de los mecanismos de deformación que afectaron al cuarzo, los feldespatos y el anfíbol durante D₄, se ha podido deducir que esta fase de deformación estuvo acompañada de un retrometamorfismo que alcanzó la facies de las anfibolitas en la parte meridional del dominio y la facies de los esquistos verdes en la ZCCA (Crespo-Blanc, 1991; Díaz Azpiroz, 2001).

Modelo de evolución tectónica del DC de la BMA

La sucesión de fases de deformación que se ha descrito es muy similar a la identificada por Expósito *et al.* (2002) en la parte central y septentrional de la ZOM. La principal diferencia consiste en la mayor intensidad del metamorfismo que se alcanzó en la BMA, cuyo pico coincidió esencialmente con la fase D₂, de carácter extensional. Otras características singulares de la BMA, como la presencia de las metabasitas del DO y su peculiar evolución geológica (*e.g.*, Castro *et al.*, 1996b), han conducido a numerosos autores a atribuir al contacto entre la ZOM y la ZSP el carácter de sutura, con subducción de una antigua litosfera oceánica bajo la ZOM (*e.g.*, Bard, 1977; Bard y Moine, 1979; Quesada 1991; Crespo-Blanc, 1991).

La actuación de un metamorfismo de AT/BP asociado a una fase de deformación extensional circunscrito a una banda larga y estrecha, la presencia de un resto de corteza oceánica afectado por un metamorfismo de AT/BP con un gradiente invertido y la intrusión sin-cinemática de noritas de afinidad boninítica ha llevado a Castro *et al.* (1996a, b, 1999), Díaz Azpiroz (2001) y Díaz Azpiroz *et al.* (2003) a proponer un modelo que considera a la sutura entre las zonas de Ossa-Morena y Sudportuguesa como el resultado de la propagación de una unión triple de placas, de tipo TTR (fosa-fosa-dorsal), a lo largo del borde meridional del DC de la BMA. Este modelo atribuye el metamorfismo de AT/BP a la generación de una ventana litosférica bajo la BMA, como consecuencia inevitable de la cinemática de la unión triple TTR (Thorkelson, 1996). El carácter extensional de la fase D₂ en toda la ZOM sería la respuesta de la placa superior a la caída brusca de los esfuerzos compresivos como resultado de la desaparición de la lámina subducente durante la generación de la ventana litosférica. La fase D₁ es atribuida a la convergencia asociada a la etapa de subducción previa al paso de la citada unión triple. Por su parte, y como se ha indicado

antes, la fase D₂ y el pico del metamorfismo de AT/BP se corresponderían con el paso de la unión triple bajo la corteza continental del autóctono Ibérico. De acuerdo con este modelo, la disposición de las isogras metamórficas presentaría una forma de domo cuya base se localizaría en la ventana litosférica, por debajo del límite meridional de la actual ZOM. De esta forma, la actuación de zonas de cizalla cabalgantes durante D₄ explicaría la yuxtaposición de la antiforma de Fuenteheridos (de grado metamórfico medio por estar más alejada del foco térmico) sobre la antiforma de Cortegana (de alto grado metamórfico por estar situada junto al foco térmico). Las dos últimas fases de deformación (D₃ y D₄) estarían asociadas respectivamente a la convergencia entre placas relacionada con la subducción de la litosfera oceánica que se estableció después del paso de la unión triple bajo la BMA, y a la posterior colisión continental entre el autóctono Ibérico y el terreno alóctono constituido por la litosfera continental de la ZSP. Las últimas fases convergentes tuvieron un importante componente lateral senestro (Crespo-Blanc, 1991; Quesada, 1991) que produjo una impronta evidente en los pliegues de fase D₃ de la zona estudiada.

Conclusiones

El DC de la BMA sufrió una evolución tectónica muy compleja en la que se han reconocido hasta cuatro fases de deformación dúctil, las cuales se desarrollaron durante la orogenia Varisca (Castro *et al.*, 1999). La evolución tectónica expuesta en este artículo para el DC puede correlacionarse con la evolución propuesta para otros sectores de la zona de Ossa-Morena (Apalategui *et al.*, 1990; Apraiz, 1998; Expósito *et al.*, 2002). La primera fase de deformación que afectó al DC (D₁) estuvo asociada a la formación de pliegues recumbentes de escala kilométrica. Las estructuras resultantes de D₁ han sido obliteradas casi por completo en la región estudiada por la actuación de deformaciones posteriores. La segunda fase de deformación (D₂) es la responsable de la generación de la foliación principal encontrada en la zona de alto grado (S₂), la cual se produjo, mayoritariamente, por aplastamiento según un eje de acortamiento vertical. En zonas de cizalla discretas con desplazamiento normal, S₂ presenta un carácter milonítico y lleva asociada una lineación de estiramiento (L₂). La actividad conjunta de ambos tipos de deformación es compatible con un colapso extensional. Esta fase de deformación fue contemporánea con el evento metamórfico de AT/BP del DC. La tercera fase de deformación (D₃) generó pliegues simétricos, cuyas trazas axiales presentan una orientación ONO-ESE buzando al NE en la parte meridional del DC, mientras que en la zona norte son subverticales y muestran una dirección N-S. Esta tercera fase de deformación tuvo un carácter transpresivo senestro. Sólo en las zonas de charnelas de algunos pliegues menores desarrollados en mármoles puede apreciarse la presencia de una foliación (S₃) muy poco marcada. La última fase de deformación dúctil

que afectó al DC (D₄) generó dos tipos de estructuras: grandes pliegues y zonas de cizalla. Dos antiformas abiertas, de escala kilométrica y ligeramente vergentes hacia el SSO (las antiformas de Cortegana y Fuenteheridos), definen la estructura actual del DC. No se han encontrado fábricas tectónicas asociadas a estos pliegues. La superposición de estos pliegues con los generados durante las fases anteriores (principalmente D₃) ha dado lugar a patrones de interferencia complejos, cuya morfología varía dependiendo de la zona considerada. En la zona meridional predominan interferencias de tipo 0 de Ramsay (1967), mientras que en la parte septentrional aparecen interferencias correspondientes a los tipos C, E, F, G e I de Thiessen y Means (1980). Estas dos antiformas se encuentran separadas por la zona de cizalla de Cortegana-Aguafría (ZCCA), asociada a la cual se desarrollaron una foliación milonítica (S₄) y una lineación de estiramiento (L₂) muy penetrativas. La ZCCA generó un desplazamiento correspondiente a un cabalgamiento casi puro con vergencia SSO. Zonas de cizalla similares, aunque de menor tamaño, han sido observadas dentro de la antiforma de Cortegana. Las antiformas se interpretan como pliegues de acomodación generados en relación con los desplazamientos cabalgantes en la ZCCA y otras zonas de cizallas asociadas a ella.

Esta evolución tectónica es compatible con el modelo propuesto por Díaz Azpiroz *et al.* (2003), según el cual, la BMA se generó gracias a la formación de una unión triple entre placas que migró a finales del Paleozoico a lo largo del margen del autóctono Ibérico.

Agradecimientos

Este trabajo es parte de la Tesis Doctoral de Manuel Díaz Azpiroz, la cual ha sido financiada con una beca FPI del MEC (FP94-52263949), por el proyecto PB94-1085 y por la Universidad de Huelva. Los comentarios y correcciones realizadas por Cecilio Quesada y por un revisor anónimo han mejorado notablemente este trabajo.

Referencias

- Apalategui, O., Barranco, E., Contreras, F., Delgado, M., Roldán, F.J. y Quesada, C. (1983): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 916 (Aroche)*. IGME, Madrid.
- Apalategui, O., Barranco, E., Contreras, F., Delgado, M. y Roldán, F.J. (1984): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 917 (Aracena)*. IGME, Madrid.
- Apalategui, O., Contreras, F. y Eguiluz, L. (1990): *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja n° 918 (Santa Olalla del Cala)*. IGME, Madrid.
- Apraiz, A. (1998): *Geología de los macizos de Lora del Río y Valuengo (Zona de Ossa Morena): Evolución tectonometamórfica y significado geodinámico*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco, 500 p.
- Bard, J.P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne)*. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 397 pp.
- Bard, J.P. (1977): *Signification tectonique des métatholeites d'affinité abyssale de la ceinture métamorphique de basse*

- pression d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France*, XIX (2): 385-393.
- Bard, J.P. y Moine, B. (1979): Acebuches amphibolites in the Aracena Hercynian metamorphic belt (southwest Spain): Geochemical variations and basaltic affinities. *Lithos*, 12: 271-282.
- Barton, M.D. y Hanson, R.B. (1989): Magmatism and the development of low-pressure metamorphism: Implications from the western United States and thermal modelling. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 1051-1065.
- Bons, P.D. y Urai, J.L. (1992): Syndeformational grain growth: microstructures and kinetics. *Journal of Structural Geology*, 14: 1101-1109.
- Borg, I. y Turner, F.J. (1953): Deformation of Yule marble, part VI. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 1343-1352.
- Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J.D., Moreno-Ventas, I., El Hmidi, H., El Biad, M., Bergamín, J.F. y Sánchez, N. (1996a): Triple-junction migration during Palaeozoic Plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geologische Rundschau*, 85: 108-185.
- Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J.D., Moreno-Ventas, I. y Rogers, G. (1996b): Significance of MORB-derived Amphibolites from the Aracena Metamorphic Belts, Southwest Spain. *Journal of Petrology*, 37: 235-260.
- Castro, A., Fernández, C., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Díaz, M., de la Rosa, J.D. y Stuart, F. (1999): Age constraints to the relationships between magmatism, metamorphism and tectonism in the Aracena metamorphic belt, southern Spain. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 26-37.
- Crespo-Blanc, A. (1991): *Evolución geotectónica del contacto entre la zona de Ossa-Morena y la zona Surportuguesa en las sierras de Aracena y Aroche (Macizo Ibérico Meridional): Un contacto mayor en la cadena Hercínica Europea*. Tesis Doctoral, Univ. de Granada, 327 p.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1988): The Southern Iberian Shear Zone: A major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148: 221-227.
- De Yoreo, J.J., Lux, D.R., Guidotti, C.V., Decker, E.R. y Osberg, P.H. (1989): The Acadian thermal history of western Maine. *Journal of Metamorphic Geology*, 7: 169-190.
- Díaz Azpiroz, M. (2001): *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 556 p.
- Díaz Azpiroz, M. y Fernández, C. (2002): Análisis estructural de los mármoles de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). Implicaciones tectónicas regionales. *Geogaceta*, 31: 119-122.
- Díaz Azpiroz, M., Castro, A. y Fernández, C. (2001): Caracterización petrológica y geoquímica de los granitos metaluminosos tardíos del dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional). *Geogaceta*, 30: 43-46.
- Díaz Azpiroz, M., Fernández, C. y Castro, A. (2003): TTR triple junction evolution during plate convergence in the southern branch of the European Variscan Orogen. *Geophysical Research Abstracts*, vol 5: 07364.
- Droop, G.T.R. y Al-Filali, I.Y. (1989): Magmatism, deformation and high-T, low-P regional metamorphism in the Nabitah mobile belt, Southern Arabian Shield. En: *Evolution of metamorphic belts*. (J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley, Eds.). Geological Society of London Special Publication, 43: 469-480.
- El-Biad, M. (2000): *Generación de granitoides en ambientes geológicamente contrastados del Macizo Ibérico. Limitaciones experimentales entre 2 y 15 kbar*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 310 p.
- El-Hmidi, H. (2000): *Petrología y geoquímica de los sistemas andesíticos ricos en Mg: estudio petrológico y experimental de las noritas de la Banda Metamórfica de Aracena, SO de España*. Tesis Doctoral, Univ. de Huelva, 239 p.
- Etheridge, M.A., Paterson, M.S. y Hobbs, B.E. (1974): Experimentally produced preferred orientation in synthetic mica aggregates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 44: 275-294.
- Expósito, I., Simancas, J.F., González Lodeiro, F., Azor, A. y Martínez Poyatos, D.J. (2002): Estructura de la mitad septentrional de la zona de Ossa-Morena: Deformación en el bloque inferior de un cabalgamiento cortical de evolución compleja. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 15: 3-14.
- Ghosh, S.K. (1993): *Structural Geology. Fundamentals and Modern Developments*. Pergamon Press, Oxford, 598 p.
- Giese, U., Walter, R. y von Winterfeld, C. (1994): Geology of the southern Iberian Meseta II. The Aracena Metamorphic Belt between Almonaster La Real and Valdelarco, Huelva province (SW Spain). *Neues Jahrbuch für Geology Paläontologie Abhandlungen*, 192: 333-360.
- Gottstein, G. y Mecking, H. (1985): Recrystallization. En: *Preferred orientation in deformed metals and rocks. An introduction to modern texture analysis*. (H.R. Wenk, Ed.). Academic Press, New York: 183-218.
- Hanmer, S. (2000): Matrix mosaics, brittle deformation, and elongate porphyroclasts: granulite facies microstructures in the Striding-Athabasca mylonite zone, western Canada. *Journal of Structural Geology*, 22: 947-967.
- Ishii, K. (1988): Grain-growth and re-orientation of phyllosilicate minerals during the development of slaty cleavage in the South Kitakami Mountains, NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 10: 145-154.
- Jessell, M.W. (1987): Grain-boundary migration microstructures in a naturally deformed quartzite. *Journal of Structural Geology*, 9: 1007-1014.
- Lister, G.S. y Davis, G.A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, 11: 65-94.
- Morand, V.J. (1990): Low pressure regional metamorphism in the Omeo Complex, Victoria, Australia. *Journal of Metamorphic Geology*, 8:1-12.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 289 p.
- Passchier, C.W., Myers, J.S. y Kröner, A. (1990): *Field Geology of High-Grade Gneiss Terrains*. Springer-Verlag, Berlin, 150 p.
- Patiño Douce, A.E., Castro, A. y El-Biad, M. (1997): Thermal evolution and tectonic implications of spinel-cordierite granulites from the Aracena Metamorphic Belt, Southwest Spain. GAC/MAC Annual Meeting, Ottawa. *GAC/MAC Abstracts*, 22: A113.
- Phillips, F.C. (1954): *The Use of Stereographic Projection in Structural Geology*. Methuen & Co., London.
- Quesada, C. (1991): Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185: 225-245.
- Ramsay, J.G. (1960): The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Journal of Geology*, 68: 75-93.
- Ramsay, J.G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, London, 591 p.

- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1983): *The Techniques of Modern Structural Geology, 1: Strain Analysis*. Academic Press, London. 307 p.
- Ramsay, J.G. y Huber, M.I. (1987): *The Techniques of Modern Structural Geology, 2: Folds and Fractures*. Academic Press, London. 393 p.
- Schmid, S.M. y Casey, M. (1986): Complete fabric analysis of some commonly observed quartz c-axis patterns. *Geophysical Monographs*, 36, 263-286.
- Sisson, V.B. y Hollister, L.S. (1988): Low-pressure facies series metamorphism in an accretionary sedimentary prism, southern Alaska. *Geology*, 16: 358-361.
- Sisson, V.B. y Pavlis, T.L. (1993): Geologic consequences of plate reorganization: An example from the Eocene southern Alaska fore arc. *Geology*, 21: 913-916.
- Thiessen, R.L. y Means, W.D. (1980): Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*, 2: 311-316.
- Thompson, P. (1989): Moderate over-thickening of thinned sialic crust and the origin of granitic magmatism and regional metamorphism in low-P-high-T terranes. *Geology*, 17: 520-523.
- Thorkelson, D.J. (1996): Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255: 47-63.
- Turner, F.J. y Weiss, L.E. (1963): *Structural analysis of metamorphic tectonites*. McGraw-Hill book company Inc., New York.
- Urai, J., Means, W.D. y Lister, G.S. (1986): Dynamic recrystallization of minerals. En: *Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume*. (H.C. Heard y B.E. Hobbs, Eds.). AGU, Washington D.C.: 161-200.
- Weiss, L.E. (1959): Geometry of superimposed folding. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 91-106.
- Wernicke, B. (1985): Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 108-125.
- White, S.H. (1976): The role of dislocation processes during tectonic deformation with special reference to quartz. En: *The physics and chemistry of minerals and rocks* (R.J. Strens, Ed.). Wiley, London: 75-91.
- Yardley, B.W.D., Barber, J.P. y Gray, J.R. (1987): The metamorphism of the Dalradian rocks of western Ireland and its relation to tectonic setting. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A-321: 243-270.

Manuscrito recibido el 11 de abril de 2003

Aceptado el manuscrito revisado el 7 de noviembre de 2003