

EL EVENTO DE FUSIÓN PARCIAL EN EL DOMINIO CONTINENTAL DE LA BANDA METAMÓRFICA DE ARACENA (MACIZO IBÉRICO MERIDIONAL): CONDICIONANTES ESTRUCTURALES, GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

M. Díaz Azpiroz¹, C. Fernández¹ y A. Castro²

¹ Departamento de Geodinámica y Paleontología (U. Huelva). Campus La Rábida, Palos de la Frontera, 21819 Huelva.

² Departamento de Geología (U. Huelva). Campus La Rábida, Palos de la Frontera, 21819 Huelva.

Resumen: La zona de alto grado del dominio continental de la banda metamórfica de Aracena fue afectada por un evento metamórfico de alta temperatura y baja presión que dio lugar a numerosas migmatitas. En este trabajo se estudian de forma detallada las migmatitas aluminicas. Los datos geoquímicos de algunos leucosomas y el estudio isotópico de Rb-Sr permiten interpretar algunas de estas migmatitas como el resultado de un proceso de fusión parcial en desequilibrio, el cual suele estar relacionado con proporciones moderadas de fundido generado a alta temperatura y/o fusión asociada a una historia de deformación no-coaxial. Posteriormente a la fusión parcial se produjo la segregación del fundido mediante percolación. Las migmatitas aluminicas se generaron en un ambiente relacionado con un margen convergente de placas. A partir de isocronas de Rb-Sr se ha obtenido una edad varisca ($313 \pm 10 - 326 \pm 8$ Ma) para el evento de fusión parcial. Diversas estructuras observadas en estas migmatitas indican que el evento de fusión parcial fue sin-tectónico respecto a la deformación principal registrada en el dominio continental. No obstante, fundidos residuales ricos en cuarzo cristalizaron posteriormente a la finalización de la deformación, en condiciones estáticas.

Palabras clave: Macizo Ibérico, migmatitas, fusión parcial en desequilibrio, isocronas Rb-Sr

Abstract: The high temperature/low pressure metamorphic event that affected the high grade zone of the continental domain of the Aracena metamorphic belt gave place to numerous migmatites. In this work, aluminous migmatites from the continental domain have been studied. Three leucosomes from one of these migmatites have been analysed. Spidergram patterns show moderate enrichment in REE, low REE fractionation and positive Eu anomalies, which are interpreted as the effect of disequilibrium partial melting. The Rb-Sr isotope study supports this interpretation. The disequilibrium partial melting process is usually related to moderate melt proportion generated at high temperature and/or melting associated with a non-coaxial deformation path. Moreover, the presence of diffusive leucosome limits indicates that after partial melting, segregation took place by percolation. Trace elements diagrams point to a convergent plate tectonic setting for the onset of migmatization. It is proposed that during partial melting, isotopic equilibrium was attained at the centimetric scale. Rb-Sr isochrons have been calculated from samples of different migmatites, and have yielded late variscan ages ($313 \pm 10 - 326 \pm 8$ Ma) for the partial melting event that took place in the continental domain. Structures observed in aluminous migmatites from the continental domain such as viscous folds, agmatic structures or axial-planar leucosomes indicate that the partial melting event was approximately syn-tectonic with respect to the main deformational phase registered in the continental domain, which was responsible for the development of the main migmatitic foliation. Nevertheless, residual quartz-rich melts crystallised under static kinematic conditions, once the main deformation event had stopped.

Key words: Iberian Massif, migmatites, disequilibrium partial melting, Rb-Sr isochron

Díaz Azpiroz, M., Fernández, C. y Castro, A. (2002): El evento de fusión parcial en el dominio continental de la banda metamórfica de Aracena (Macizo Ibérico meridional): condicionantes estructurales, geoquímicos e isotópicos. *Rev. Soc. Geol. España*, 15 (1-2): 27-39

Las migmatitas son rocas que han sufrido un proceso de fusión parcial mediante el que se han generado bandas de distinta composición y textura. Los leucosomas son bandas de color claro, ricas en cuarzo y feldespatos, y con texturas típicamente ígneas. Estas bandas se interpretan como el producto de cristalización del

fundido generado en el proceso de migmatización. Los melanosomas, por el contrario, son bandas oscuras constituidas por las fases peritéticas generadas durante las reacciones de fusión parcial. Tanto los leucosomas como los melanosomas son, por lo tanto, productos neoformados durante los procesos que dan lugar a

las migmatitas y se conocen, en consecuencia, como neosoma. En las migmatitas pueden encontrarse, asimismo, bandas de colores intermedios (mesosomas), que son interpretadas como restos del protolito original que han sido preservados de la fusión parcial y, por ello, se las conoce como paleosomas (véase Mehnert, 1968).

El estudio de las migmatitas y de los procesos que las generan puede abordarse desde múltiples puntos de vista, incluyendo aspectos estructurales, metamórficos, termodinámicos, cinéticos, geoquímicos e isotópicos. Tradicionalmente, el estudio de las migmatitas se ha encaminado a determinar y caracterizar las reacciones metamórficas que involucran la generación de una fase líquida. Estas reacciones de fusión parcial son las responsables de la generación de las migmatitas. La mayor parte de estos estudios han analizado reacciones de fusión parcial que afectan a rocas de composición pelítica en el sistema químico KFMASH. De éstas, tres pueden considerarse como las reacciones más importantes: (1) fusión parcial por descomposición de plagioclasa en presencia de agua, (2) fusión parcial por deshidratación de moscovita y (3) fusión parcial por deshidratación de biotita. La primera reacción se produce únicamente si hay agua libre presente en la roca, y el fundido generado suele ser de composición trondhjemítica o tonalítica (*e.g.*, Patiño Douce, 1996; Patiño Douce y Harris, 1998; Castro *et al.*, 2000). La desestabilización de la moscovita y de la biotita en rocas pelíticas se produce en condiciones anhidras, dando lugar a fundidos de composición granítica y fases peritéticas refractarias, tales como granate, ortopiroxeno o cordierita, entre otros (*e.g.*, Thompson, 1982; Le Breton y Thompson, 1988; Vielzeuf y Holloway, 1988; Patiño Douce y Johnston, 1991).

Actualmente, las investigaciones acerca de las migmatitas están centradas en establecer las condiciones en las que el fundido, una vez que se ha formado mediante las reacciones de fusión parcial, es segregado y, posteriormente, transportado. Parece ser, según investigaciones recientes, que los gradientes de deformación que se establecen en las rocas durante los procesos de migma-

tización influyen de manera directa en la segregación y el transporte de los fundidos generados (*e.g.*, Dell'Angelo y Tullis, 1988; Hand y Dirks, 1992; Brown, 1994; Collins y Sawyer, 1996; Vigneresse *et al.*, 1996; Brown y Solar, 1998; Kisters *et al.*, 1998; Vanderhaeghe, 1999). Por otro lado, las características geoquímicas (especialmente de tierras raras) que presentan los neosomas y paleosomas pueden aportar información valiosa sobre los mecanismos de fusión parcial y de segregación que los han producido (*e.g.*, Miller y Mittlefehldt, 1982; Ferrara *et al.*, 1989; Inger y Harris, 1993; Watt y Harley, 1993; Barbero *et al.*, 1995; Carrington y Watt, 1995; Nabelek y Glascock, 1995; Watt *et al.*, 1996).

Otro aspecto muy interesante del estudio de las migmatitas radica en la posibilidad de utilizar estas rocas para datar isotópicamente los eventos térmicos que las generaron. En general, se considera que los procesos metamórficos de alto grado producen un reequilibrio isotópico del sistema Rb-Sr en las rocas (*e.g.*, Faure, 1986). Asimismo, si la difusión es lo suficientemente rápida durante la fusión parcial, se generará la homogeneización isotópica entre los fundidos, las fases peritéticas y las restitas antes de que los primeros migren (Ferrara *et al.*, 1989; Inger y Harris, 1993; Barbero *et al.*, 1995). La figura 1 ilustra este hecho. Desde la formación del protolito de la migmatita, la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ aumenta con el tiempo al ir desintegrándose el ^{87}Rb (Fig. 1a). En el momento de la migmatización, en el que el sistema isotópico Rb-Sr se abre, toda la roca alcanzará el mismo valor de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ que, a su vez, será igual al valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del protolito en ese punto; mientras que el valor de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ variará de una banda a otra en función de la proporción de minerales potásicos (aquellos que incorporan al Rb) que haya en cada una. En el momento de la migmatización, en un diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 1b), cada una de estas bandas definiría un punto en una recta de pendiente nula que corta al eje de abscisas en el punto $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. En el momento en que el sistema isotópico se cierra de nuevo, el valor de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variará en función de la relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ que

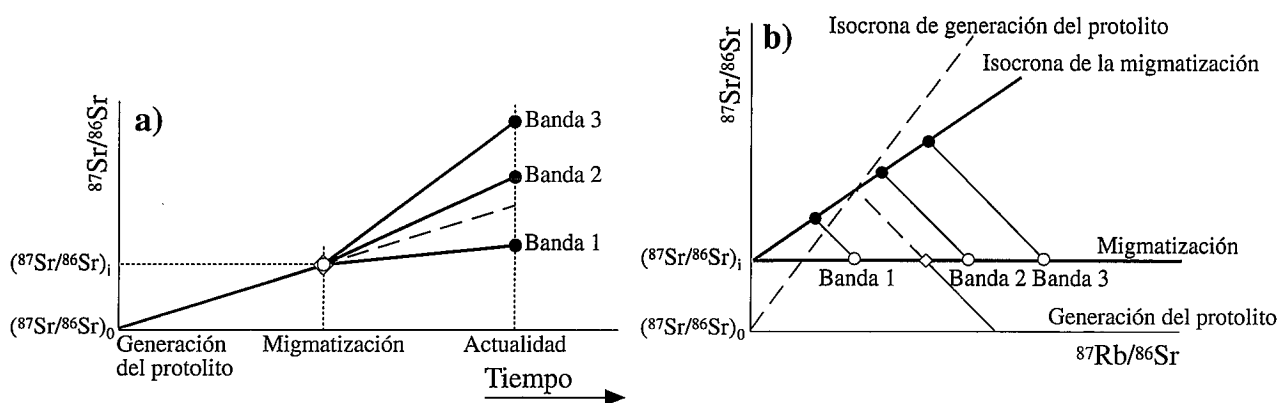


Figura 1. Ilustración del efecto de un proceso de homogeneización isotópica durante un evento de migmatización. **a)** La razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ del protolito de la migmatita aumenta a medida que transcurre el tiempo por efecto de la desintegración del ^{87}Rb . Cuando se produce la migmatización y el sistema isotópico se abre, todas las bandas generadas tendrán el mismo valor de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, pero cada una de ellas tendrá valores distintos de la razón $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, por lo que al evolucionar en el tiempo, la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variará de forma diferente en cada banda. **b)** Todas las bandas producidas por la migmatización se sitúan en una recta horizontal con un valor constante de la razón $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$, pero valores distintos de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Al transcurrir el tiempo, estas bandas se sitúan en distintos puntos de una isocrona, cuya pendiente es proporcional a la edad de la migmatización.

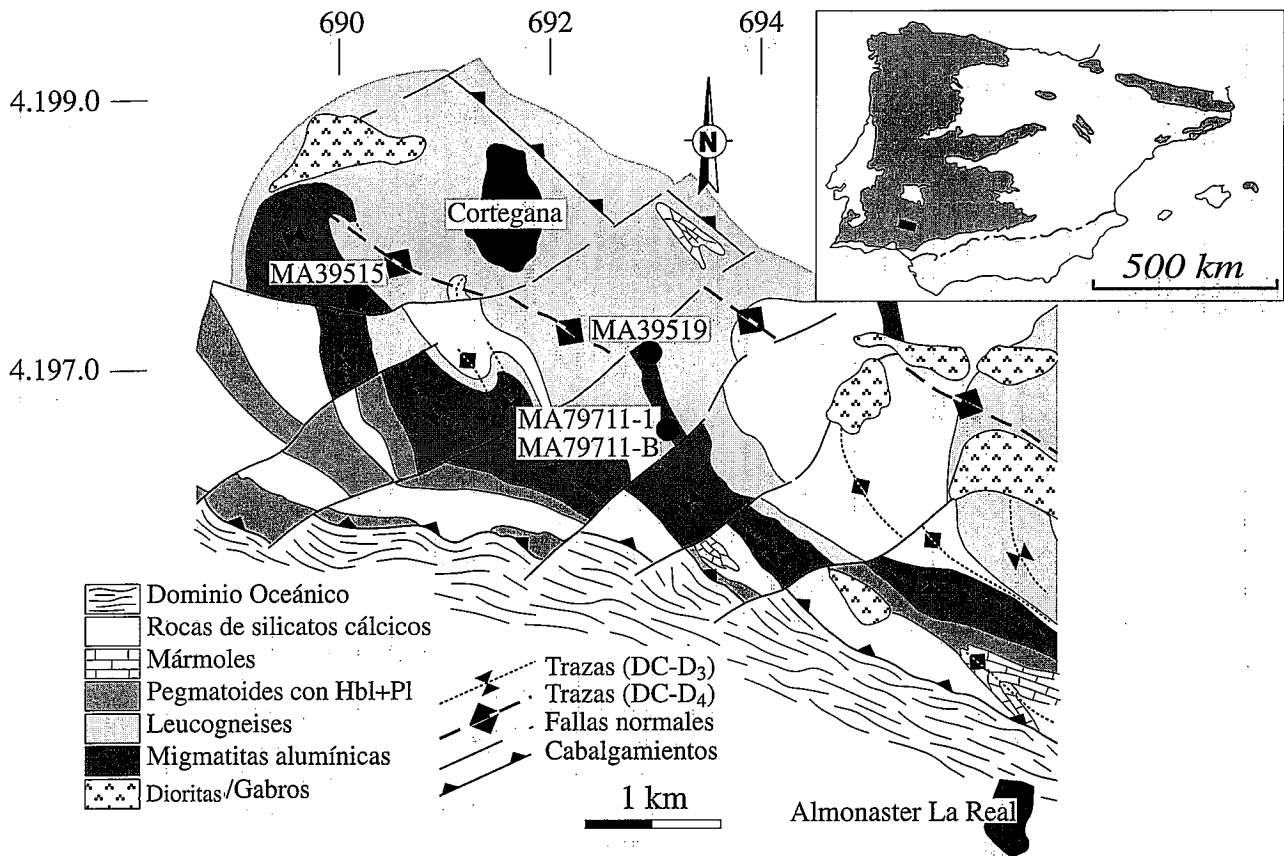


Figura 2.- Mapa geológico de una parte de la zona de alto grado de la banda metamórfica de Aracena (a partir del mapa publicado en Díaz Azpiroz *et al.*, 1999), en el que se muestra la distribución de las migmatitas aluminosas objeto de este estudio, así como la localización de las muestras analizadas.

tenga cada una de las bandas. La isocrona que definen estas bandas estará datando el evento que dio lugar a las mismas: la migmatización.

En este trabajo se ha realizado un estudio detallado de las estructuras y de las características geoquímicas de las migmatitas aluminosas de la banda metamórfica de Aracena (BMA), mediante el cual se propone un posible mecanismo de fusión parcial para algunas de dichas migmatitas y se establecen relaciones entre la migmatización y el evento principal de deformación. Además, se han realizado análisis isotópicos de Rb-Sr mediante los que se ha datado el evento de fusión parcial.

Situación geológica

La banda metamórfica de Aracena (BMA) se sitúa en el límite entre las zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Surportuguesa (ZSP), en el extremo suroccidental del Macizo Ibérico (Fig. 2). En la BMA se han distinguido dos grandes dominios (Castro *et al.*, 1999): uno con características oceánicas al sur, y otro eminentemente continental al norte. A su vez, el dominio continental ha sido dividido en función de su grado metamórfico en una zona de alto grado al sur, y una zona septentrional de grado bajo a medio. Según diversos estudios (*e.g.*, Bard, 1969; Crespo-Blanc, 1991; Castro *et al.*, 1996, 1999; Patiño Douce *et al.*, 1997; El-Biad, 2000; Díaz Azpiroz, 2001), el metamorfismo que afectó a las rocas que se encuentran en la zona de alto gra-

do del dominio continental alcanzó condiciones de alta temperatura/baja presión (AT/BP). Esto dio lugar a un proceso generalizado de fusión parcial que afectó a todas las litologías, generando una gran cantidad de migmatitas. Las migmatitas de la serie aluminosa están formadas por rocas de origen pelítico y constituyen el grupo de migmatitas más importante, desde el punto de vista volumétrico, de la BMA.

Hasta cuatro fases de deformación dúctil han sido registradas en el DC de la BMA (Díaz Azpiroz, 2001). Las estructuras generadas durante la primera de estas fases (DC-D₁) han quedado como relictas en los microlitones de la foliación principal. La deformación principal que afectó al DC fue la fase DC-D₂, la cual consistió en un aplastamiento axial, de eje vertical, acompañado, localmente, por el desarrollo de zonas de cizalla extensionales. Fruto de esta deformación son la foliación metamórfica principal (DC-S₂) y una lineación mineral asociada (DC-L₂). Posteriormente, estas estructuras fueron afectadas por pliegues abiertos con planos axiales subverticales (DC-D₃). En muy contadas ocasiones, estos pliegues llegaron a generar una foliación de plano axial (DC-S₃). Por último, la fase DC-D₄ produjo antiformes kilométricos y zonas de cizalla inversas, ambos con vergencia al sur. En estas zonas de cizalla tuvo lugar una milonitización muy intensa que generó una foliación milonítica (DC-S₄) y una lineación de estiramiento (DC-L₄).

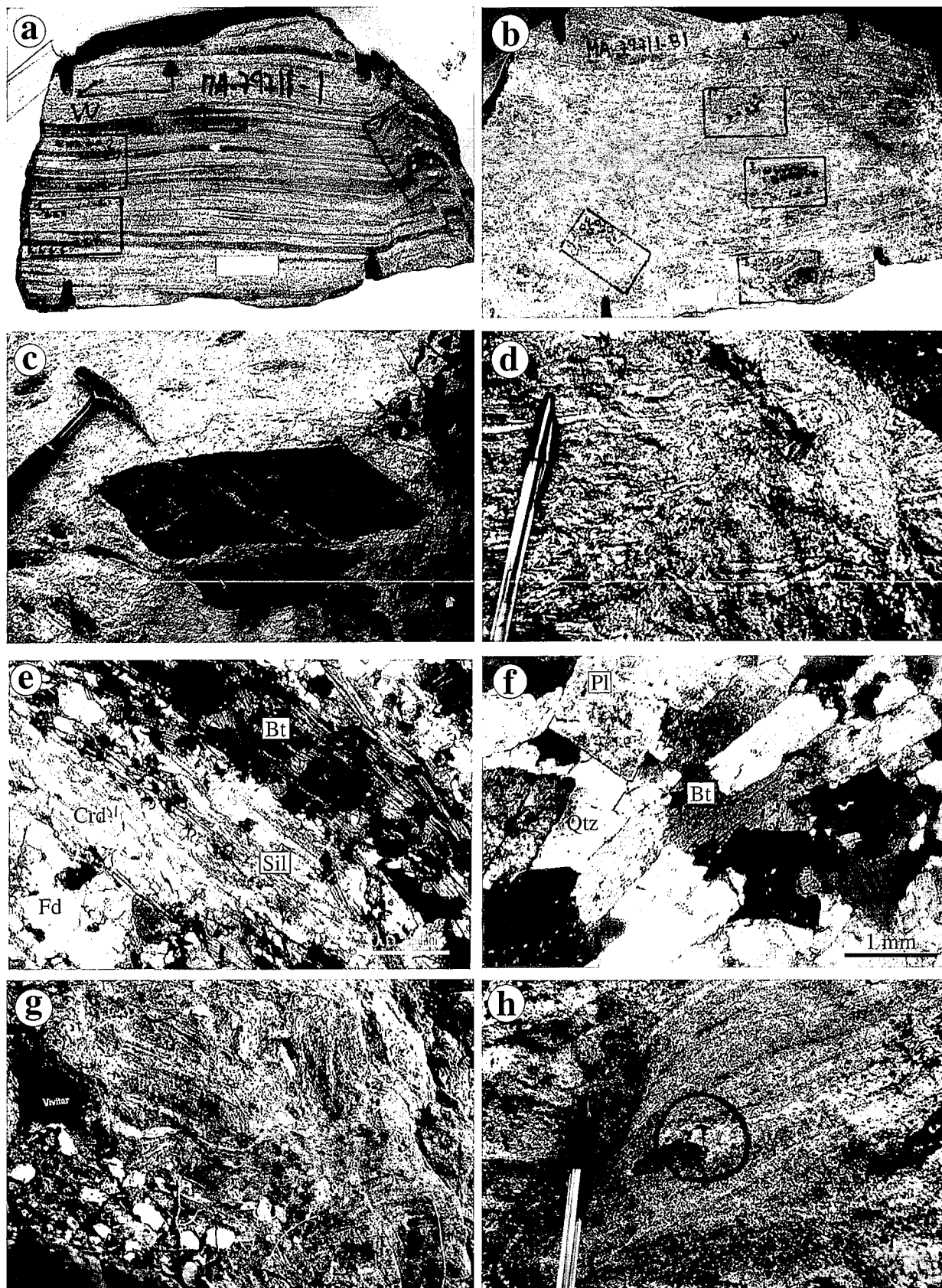


Figura 3. - a) Migmatita estromática en la que se han distinguido, mediante teñido con una solución de cobaltinitrito de sodio, bandas ricas en feldespato potásico (en gris oscuro) y bandas ricas en plagioclasa (en gris claro). b) Migmatita con Bt + Amp en la que se observa una foliación migmatítica definida por alternancias de leuco- y melanosoma. c) Enclave de rocas de silicatos cálcicos en una migmatita estromática, el cual está rodeado por un leucosoma isótropo de grano grueso. d) Migmatita plegada en la que se aprecia una acumulación de leucosoma en la charnela del pliegue. e) Melanosoma de migmatita que presenta una foliación definida por Bt + Sil paralela al bandeado migmatítico. f) Leucosoma con textura ígnea. Cristales hipidiomorfos de feldespato quedan rodeados por cuarzo sin deformación interna. g) Migmatitas agmatíticas de la serie aluminica. Se aprecian bloques en los que aparece una foliación definida por alternancias de leuco- y melanosoma, los cuales se encuentran rodeados por un leucosoma de grano grueso. h) Migmatita que presenta un cuerpo ovalado de melanosoma biotítico y un leucosoma asociado.

Metodología

En el presente trabajo, el estudio de las migmatitas de la serie aluminica de la BMA se ha centrado en aspectos estructurales, geoquímicos e isotópicos de las mismas.

En primer lugar, se han descrito minuciosamente las estructuras principales que se observan en las migmatitas estudiadas. Para ello, se han elaborado una serie de esquemas detallados de distintos afloramientos, en los que se han identificado los neosomas (leucosomas y melanosomas) y paleosomas, las foliaciones principales, los pliegues, las zonas de cizalla, etc. A continuación, se ha realizado un estudio microscópico de estas migmatitas, en el que se han diferenciado, en función de criterios microtexturales y mineralógicos, los leucosomas y melanosomas definidos en el campo. Este análisis estructural ha permitido establecer las relaciones geométricas y temporales entre las deformaciones responsables de las estructuras descritas y los neosomas que suponemos fueron generados durante la migmatización.

Para caracterizar geoquímicamente el proceso de fusión parcial se han realizado análisis de elementos mayores, traza y REE en tres leucosomas con fábrica isotropa de una migmatita situada cerca de la localidad de Cortegana (Fig. 3g). La localización de las muestras analizadas (MA39515-1, MA39515-2 y MA39515-3) se presenta en la figura 2, y la metodología seguida para la preparación de las mismas puede verse en Díaz Azpiroz (2001). Los análisis han sido realizados en los laboratorios XRAL de Canadá. Para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza se usó espectrometría de fluorescencia de Rayos-X (XRF), con límites de detección de 0,01 % para los elementos mayores y hasta 10 ppm para los elementos traza. La precisión es de ± 2 % en los análisis de elementos mayores y menor de ± 5 % en los de elementos traza. Por su parte, la determinación de Y y de las REE se hizo mediante espectrometría de masas por plasma inducido (ICP-MS). En estos casos, los límites de detección fueron 1 ppm para Y; 0,2 ppm para Pr; 0,1 ppm para La, Ce, Nd, Sm, Gd, Tb, Dy, Er, Tm, Yb, Th y U; y 0,05 ppm para Eu, Ho y Lu.

De acuerdo con el razonamiento expuesto en la introducción, se puede asumir que, al menos a escala centimétrica, se alcanzó el equilibrio isotópico entre los leucosomas y los melanosomas de las migmatitas del DC. En ese caso, se considera que muestras cercanas son cogenéticas y provienen de un mismo material parental, con el que no han tenido un intercambio isotópico posterior. Por lo tanto, cada una de estas muestras representan distintos puntos de una isocrona con una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ común, pero distintas relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. De acuerdo con la metodología propuesta por Bröcker y Franz (1998) y Castro *et al.* (1999), se han teñido las muestras de migmatitas para identificar bandas con composiciones diferentes (Fig. 3a, b). Posteriormente, se han realizado análisis de cada

una de estas bandas. Cada uno de estos análisis representa un punto de la isocrona correspondiente a una muestra determinada.

Los análisis isotópicos de Rb-Sr se han llevado a cabo en un ICP-MS Elan-5000 Perkin Elmer de la Universidad de Granada. La calibración se determinó usando disoluciones puras de Rb y Sr con una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,707265$. La precisión ha sido calculada en diez replicados del patrón WSE y analizada a lo largo de dos meses, y es mejor que 1,2 % relativo a 2s. El valor final obtenido es igual a la media de tres replicados de la misma muestra. El Rb y el Sr fueron separados mediante resinas de intercambio iónico BIORAD AG 50 W8. Las determinaciones analíticas se llevaron a cabo con un espectrómetro de masas de ionización térmica FINNINGAN MAT 262, cuya precisión es mejor que 0,0028 % (2s). La exactitud ha sido calculada mediante medidas repetidas del patrón NBS-987, siendo mejor que 0,0007 % (2s). El valor normalizado para $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ es $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8,375209$. A partir de los datos obtenidos (tabla 2) se han calculado las isocronas y errorcronas de Rb-Sr mediante el programa Isoplot (Ludwig, 1994).

Descripción de las migmatitas de la serie aluminica

Paragénesis y metamorfismo

Las migmatitas de la serie aluminica presentan una paragénesis fundamental formada por Qtz + Pl + Bt + Kfs + opacos. En función de la presencia de otros minerales se han distinguido varias facies, de las que en este estudio se tratan tres: migmatitas con cordierita (Crd \pm Grt \pm Sil), migmatitas ricas en biotita (\pm Sil), y migmatitas con biotita y anfíbol (Amp \pm Cpx \pm Crd). Estas variaciones se reflejan especialmente en la composición de los melanosomas. Los leucosomas de las migmatitas con cordierita y con biotita pueden ser graníticos (*s.s.*), trondhjémíticos o tonalíticos. Por su parte, los leucosomas de las migmatitas con biotita y anfíbol son tonalíticos.

La variabilidad composicional que muestran los neosomas de las migmatitas de la serie aluminica es, por una parte, consecuencia de las diferencias composicionales entre los protolitos de cada una de las mencionadas migmatitas. No obstante, esta variabilidad ha sido observada en rocas muy similares que forman parte de una misma serie. Esto podría ser el reflejo de la actuación de distintos mecanismos de fusión parcial sobre una misma roca parental.

De acuerdo con estudios metamórficos llevados a cabo por El-Biad (2000) y Díaz Azpiroz (2001) sobre migmatitas y nebulitas de la BMA (no analizadas en este trabajo), las pelitas de esta región sufrieron un metamorfismo con una trayectoria P-T en el sentido de las agujas del reloj, que implicó un calentamiento casi isobárico, seguido de una descompresión. Durante esta trayectoria, las pelitas del DC de la BMA sufrieron un evento generalizado de fusión parcial, gracias a la actuación de distintas reacciones que dieron lugar a la

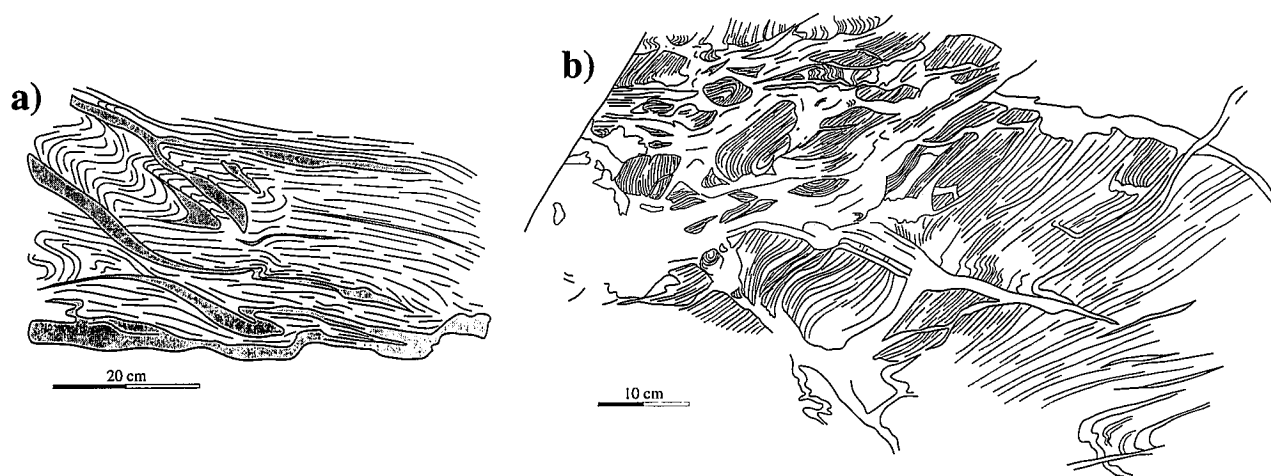


Figura 4.- Esquemas de afloramiento de dos de las migmatitas aluminicas. En ambas, la foliación está definida por alternancias de leuco- y melanosomas, y se observa una cantidad importante de leucosomas discordantes que conectan con los leucosomas concordantes. a) Migmatita estromática en la que los leucosomas se acumulan en las zonas de charnela de pliegues generados durante la deformación principal. b) Migmatita agmatítica. El sector superior izquierdo corresponde a una zona de charnela en la que se aprecian pliegues menores, y donde la proporción de leucosoma es mayor que en otras zonas del afloramiento.

generación de una importante cantidad de fundidos. Los fundidos de composición tonalítica y trondhjemítica, se generaron mediante reacciones de desestabilización de plagioclasa en presencia de cuarzo y agua (fusión hidratada). Esta reacción consumió el agua libre presente en el sistema de manera que, posteriormente, tuvieron lugar reacciones de fusión parcial por deshidratación (anhidra) de las micas, que produjeron fundidos de composición granítica. Esta sucesión de reacciones explicaría la presencia de leucosomas tonalíticos, trondhjemíticos y graníticos en una misma migmatita.

Los leucosomas tonalíticos de las migmatitas con biotita y anfíbol de El Cabezo pueden provenir, al igual que en el resto de migmatitas, de la fusión hidratada por desestabilización de la plagioclasa. Parece más probable, sin embargo, que estos leucosomas hayan sido generados mediante fusión parcial por deshidratación de anfíbol, ya que esta reacción produce fundidos tonalíticos y clinopiroxeno como fase peritética (*e.g.*, López y Castro, 2001).

Descripción de las estructuras de las migmatitas de la serie aluminica

El grado de fusión parcial de las migmatitas de la serie aluminica varía notablemente, de manera que, en función del mismo, se han distinguido migmatitas estromáticas, migmatitas agmatíticas y nebulitas (de acuerdo con la clasificación de Mehnert, 1968). Entre estas tres facies no se aprecian contactos netos, sino que se produce una transición progresiva entre ellas

La foliación principal de las migmatitas estromáticas y agmatíticas está definida por una alternancia milimétrica de leuco- y melanosomas (Fig. 3a, b). En migmatitas estromáticas con una proporción elevada de leucosoma los límites entre las bandas de leucosoma y de melanosoma son difusos, reflejando una variación continua en el grado de fusión parcial entre unas ban-

das y otras (Fig. 3b). Hay ocasiones en las que algunas bandas de leucosoma concordantes con la foliación migmatítica se encuentran conectadas con otros leucosomas que cortan a dicha foliación (Fig. 4a, b).

La foliación migmatítica rodea enclaves de litología variada, tales como cuarcitas, anfíbolitas o rocas de silicatos cálcicos. Estos enclaves se interpretan como intercalaciones de las litologías mencionadas en la serie pelítica original, que han resistido la fusión y han quedado englobados en la migmatita (Castro *et al.*, 1999, Díaz Azpiroz, 2001). Alrededor de algunos de estos enclaves puede observarse la presencia de una roca de tamaño de grano medio a grueso y con fábrica isotropa, probablemente procedente de un fundido (Fig. 3c).

La foliación migmatítica suele estar fuertemente plegada (Fig. 3d, 4a, b). La morfología de dichos pliegues presenta grandes variaciones en longitud de onda, amplitud y orientación del plano axial. En ciertas ocasiones, estos pliegues pueden llegar a ser cerrados o apretados, en cuyo caso pueden desarrollar una foliación de plano axial definida por la biotita. Cuando la foliación migmatítica está plegada suelen encontrarse leucosomas discordantes plegados, y otros conectados con los anteriores que no parecen haber sido afectados por el proceso de plegamiento. Algunos de los leucosomas discordantes tienden a situarse a lo largo de zonas de cizalla y a acumularse en zonas de charnela de pliegues cuya superficie axial es paralela a la foliación migmatítica (Fig. 3d, 4a).

Los melanosomas de las migmatitas estromáticas y agmatíticas aparecen en bandas, mientras que en las nebulitas lo hacen como enclaves completamente rodeados de leucosoma. Presentan una textura granoblástica, son ricos en biotita y, además, pueden tener feldespato potásico, plagioclasa, cordierita, sillimanita y granate. Dentro de estos melanosomas se aprecia una foliación bien desarrollada definida por biotita \pm sillimanita, la cual es subparalela al bandeo migmatítico

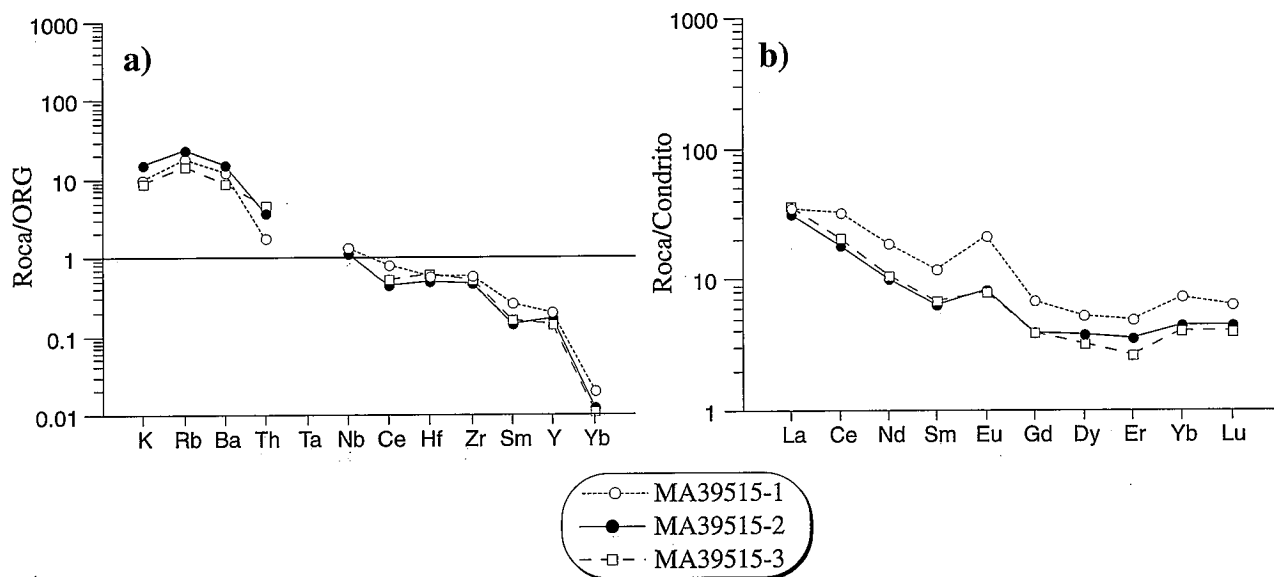


Figura 5.- Diagramas multielementales de tres muestras de leucosomas isotropos de una migmatita de la zona de Cortegana, en el DC de la BMA. a) Diagrama de elementos traza normalizado a granitos de dorsal oceánica (ORG: *Oceanic Ridge Granites*), de acuerdo con valores de Pearce *et al.* (1984). b) Diagrama de REE normalizado a condrito según datos de Nakamura (1974).

(Fig. 3e), y en cuyos microlitones se observan charnelas relictas de sillimanita y arcos poligonales de biotita.

La mayor parte de los leucosomas presenta una foliación poco penetrativa, paralela al bandeo migmatítico, definida por la orientación de blastos aislados y agregados tipo *schlieren* de biotita. Es habitual que estos leucosomas muestren texturas de carácter ígneo, tales como cristales idiomorfos zonados de plagioclasa, así como texturas que evidencian la cristalización de fenocristales hipidiomorfos de feldespato en equilibrio textural con un líquido (Fig. 3f). Por su parte, el cuarzo muestra una distribución equigranular del tamaño de grano y carece de orientación cristalográfica preferente (Fig. 3f). Tan sólo la presencia de una extinción ondulante incipiente parece indicar la actuación de un proceso de movimiento de dislocaciones (véase, por ejemplo Passchier y Trouw, 1996). Muy esporádicamente, se han encontrado granos de cuarzo con bordes de subgrano, indicando recuperación, así como cuarzos con bordes de grano lobulados que sugieren la actuación localizada de recristalización dinámica por migración de bordes de grano.

Las migmatitas agmatíticas están constituidas por zonas estromáticas con una foliación migmatítica penetrativa rodeadas por un leucosoma con una foliación poco desarrollada (Fig. 3g). En estas migmatitas se observan, por otra parte, cuerpos ovoidales de longitud centimétrica, ricos en biotita, con proporciones menores de plagioclasa y cuarzo con textura granoblástica, anfíbol y opacos. Estos cuerpos suelen situarse paralelos a la foliación definiendo una estructura *schlieren*. A ellos están asociados leucosomas graníticos o trondhjémíticos con tamaño de grano medio, que se concentran en bolsadas que cortan a la foliación (Fig. 3h). En estos leucosomas el feldespato potásico aparece en grandes cristales hipidiomorfos con macla de enrejado y, en ocasiones, con textura perítica. La biotita, por su parte,

presenta una fábrica isotropa. Estos cuerpos ovoidales biotíticos se interpretan como melanosomas resultantes de la extracción de una parte importante del leucosoma generado mediante fusión parcial.

La proporción de leucosomas en las migmatitas aluminicas es mayor en las zonas axiales de los pliegues producidos por la deformación principal (Fig. 4a, b). De hecho, es en estas zonas de charnela donde se concentran las migmatitas agmatíticas. Así, en la parte central de la figura 4b, donde la foliación migmatítica no aparece plegada, la proporción de leucosomas no es importante. Por el contrario, la parte izquierda de la misma figura corresponde a la zona axial de un pliegue en la que se reconocen abundantes pliegues menores, y en la que la proporción de leucosomas es notablemente superior. Incluso, si la proporción de leucosoma es lo suficientemente alta, pueden quedar bloques de melanosoma aislados, completamente rodeados por un leucosoma con una foliación muy poco penetrativa. Ello da lugar a que la foliación de aquellos bloques de melanosoma que contengan una charnela puede ser localmente discordante con la foliación definida en los leucosomas circundantes (Fig. 4b).

Diagramas de elementos traza y de REE normalizados

Los resultados del estudio geoquímico se presentan en la tabla 1, así como en la figura 5, en la que se muestran un diagrama normalizado a ORG (*Oceanic Ridge Granite*, Pearce *et al.*, 1984) y otro normalizado a condrito, de acuerdo con los valores propuestos por Nakamura (1974). Los patrones de variación de los elementos traza (Fig. 5a) muestran un cierto enriquecimiento en LILE más Th (2 - 12 x ORG) respecto a HFSE, aunque la fraccionación que se observa no es muy acusada. El patrón de los HFSE presenta un descenso suave, ligeramente por debajo del valor de normalización, y un

Referencia	MA39515-1	MA39515-2	MA39515-3
SiO ₂	72.20	72.80	75.70
TiO ₂	0.13	0.20	0.10
Al ₂ O ₃	12.10	13.60	12.80
FeO*	2.51	1.07	0.98
MgO	1.29	0.71	0.63
MnO	0.03	0.00	0.00
CaO	1.35	1.11	1.83
Na ₂ O	2.87	2.67	3.18
K ₂ O	3.93	6.25	3.47
P ₂ O ₅	0.21	0.07	0.06
LOI	0.70	0.45	0.35
TOTAL	97.60	99.05	99.21
Sr	139	88	102
Rb	73	92	57
Ba	625	765	439
Cr	140	170	170
Co	13	3	1
Ni	21	23	18
Zn	17.4	18.7	4.4
V	34	33	16
Sc	6	3	4
Y	14	12	10
Hf	5.4	4.5	5.7
Zr	195	159	178
Nb	13	11	-
Th	1.4	3	3.7
La	11.4	10.3	11.8
Ce	27.9	15.7	18
Pr	3.1	1.7	1.9
Nd	11.9	6.4	6.9
Sm	2.4	1.3	1.4
Eu	1.63	0.64	0.61
Gd	1.9	1.1	1.1
Tb	0.3	0.2	0.2
Dy	1.8	1.3	1.1
Ho	0.46	0.37	0.28
Er	1.1	0.8	0.6
Tm	0.3	0.2	0.1
Yb	1.6	1	0.9
Lu	0.22	0.15	0.14

Tabla I.- Análisis de roca total de los leucosomas de la migmatita de Cortegana. Las cantidades de los óxidos de elementos mayores se expresan en tantos por ciento en peso. Las de los elementos traza y REE en partes por millón. FeO* es el hierro total, expresado como hierro ferroso, calculado multiplicando por 0.899, el hierro total expresado como hierro férrico (Fe₂O₃*), que es el que se obtiene de los análisis.

descenso brusco hacia valores muy bajos de Yb (0,01 - 0,02 x ORG). El Ce tiene valores similares al Hf y está levemente empobrecido respecto al Nb. El Sm, por su parte, presenta un ligero empobrecimiento relativo frente al Zr. La pauta de variación descrita se asemeja a la propia de un ambiente tectónico relacionado con un margen convergente de placas (Pearce *et al.*, 1984). Por su parte, el patrón de variación de las REE mostrado en la figura 5b muestra un enriquecimiento moderado (entre 3 x condrito y 35 x condrito), que es notablemente inferior al de otras rocas ácidas del DC (Díaz Azpiroz, 2001; Díaz Azpiroz *et al.*, 2001). El grado de fraccionación de LREE respecto a HREE es de mediana importancia ($La_n/Yb_n = 4,76 - 8,77$). Por último, es de desta-

Muestra	Descripción	Rb (ppm)	Sr (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
<i>Migmatitas biotíticas de Cortegana</i>					
MA39515-1	Leucosoma	52.2	109	1.390	0.719060 ± 14
MA39515-2	Leucosoma	74.0	67.3	3.181	0.731013 ± 15
MA39515-3	Leucosoma	50.8	90.8	1.619	0.723594 ± 14
<i>Migmatitas con Amp de Valderranilla</i>					
MA39519-A	Leucosoma con Amp+Cpx	10.9	81.1	0.3900	0.722219 ± 43
MA39519-B	Leucosoma con Bt	183	88.9	5.983	0.747079 ± 22
MA39519-D-1	Melanosoma con Bt	212	97.6	6.299	0.748781 ± 22
MA39519-D-2	Leucosoma con Amp+Cpx	44.7	86.6	1.498	0.727357 ± 15
<i>Gneises biotíticos de El Cabezo</i>					
MA79711-1-A	Banda rica en Pl	74.8	64.6	3.359	0.741451 ± 30
MA79711-1-B	Banda rica en Pl	49.8	66.0	2.190	0.736677 ± 23
MA79711-1-G	Banda rica en Pl	67.1	69.1	2.818	0.738686 ± 15
MA79711-1-C	Banda rica en Kfs	115	71.2	4.673	0.748159 ± 22
MA79711-1-F	Banda rica en Kfs	205	91.2	6.487	0.755948 ± 15
MA79711-1-D	Banda rica en Kfs	227	94.4	6.985	0.758549 ± 15
<i>Migmatitas con Amp de El Cabezo</i>					
MA79711-B1-2-A	Melanosoma con Bt	63.0	57.4	3.183	0.737564 ± 15
MA79711-B1-2-B	Melanosoma con Amp+Cpx	124	72.1	5.003	0.747295 ± 22
MA79711-B1-2-C	Leucosoma con Bt+Amp	138	72.5	5.534	0.750473 ± 23
MA79711-B1-3-B	Melanosoma con Amp	74.1	58.2	3.696	0.741387 ± 23
MA79711-B1-3-C	Leucosoma con Bt	68.0	72.1	2.737	0.737188 ± 15
MA79711-B1-4-A	Melanosoma con Amp	95.1	64.0	4.313	0.743947 ± 15
MA79711-B1-4-B	Leucosoma con Bt+Amp	42.3	80.2	1.528	0.731424 ± 29
MA79711-B1-4-C	Leucosoma trondhjémítico	48.3	67.4	2.076	0.733862 ± 15
MA79711-B1-4-D	Melanosoma con Bt	43.8	74.5	1.705	0.732281 ± 15

Tabla II.- Datos de análisis isotópicos de Rb-Sr de las migmatitas del DC de la BMA.. Los errores absolutos de los valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr están referidos a las cifras menos significativas.

car que estos leucosomas presentan anomalías moderadamente positivas en Eu (Eu/Eu* = 1,51 - 2,35).

Las LREE suelen actuar como elementos incompatibles y tienden, por tanto, a incorporarse al fundido. Sin embargo, estos elementos son componentes esenciales de ciertos minerales accesorios (Zrn, Mnz, Aln), por los cuales tienen preferencia frente al fundido (Miller y Mittlefehldt, 1982; Watson y Harrison, 1983). Por tanto, la baja proporción de LREE en el leucosoma sugiere que estos minerales accesorios, principales portadores de REE, han podido quedar en el melanosoma. El granate, por su parte, también ha podría haber quedado como fase residual, reteniendo los HREE. No obstante, no disponemos de análisis químicos de los melanosomas correspondientes para poder demostrar esta argumentación. Finalmente, la anomalía positiva de Eu que se muestra en este diagrama se debe a la incorporación de los feldespatos al fundido.

Análisis isotópico Rb-Sr

Las muestras de los leucosomas de la migmatita de Cortegana (MA39515) han sido obtenidas de un mismo afloramiento, separadas por varios metros. Los valores de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr vs. ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr quedan muy dispersos (Fig. 6a), tienen un M.S.W.D. muy elevado y no dan una edad significativa.

En la migmatita de Valderranilla (MA39519) se observa una clara diferencia entre los leucosomas con anfíbol y clinopiroxeno (A, D-2), pobres en ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, por un lado; y el leucosoma con biotita (B) y el melanosoma (D-1), por otro (Fig. 6b). Esta separación hace que, aunque la dispersión de los datos debida a errores en las premisas iniciales sea importante (M.S.W.D. = 7.5), la edad esté medianamente delimitada (313 ± 10 Ma).

En la figura 6c se puede comprobar la variabilidad isotópica que presentan las distintas bandas de las migmatitas biotíticas de El Cabezo (MA79711-1, Fig. 3a),

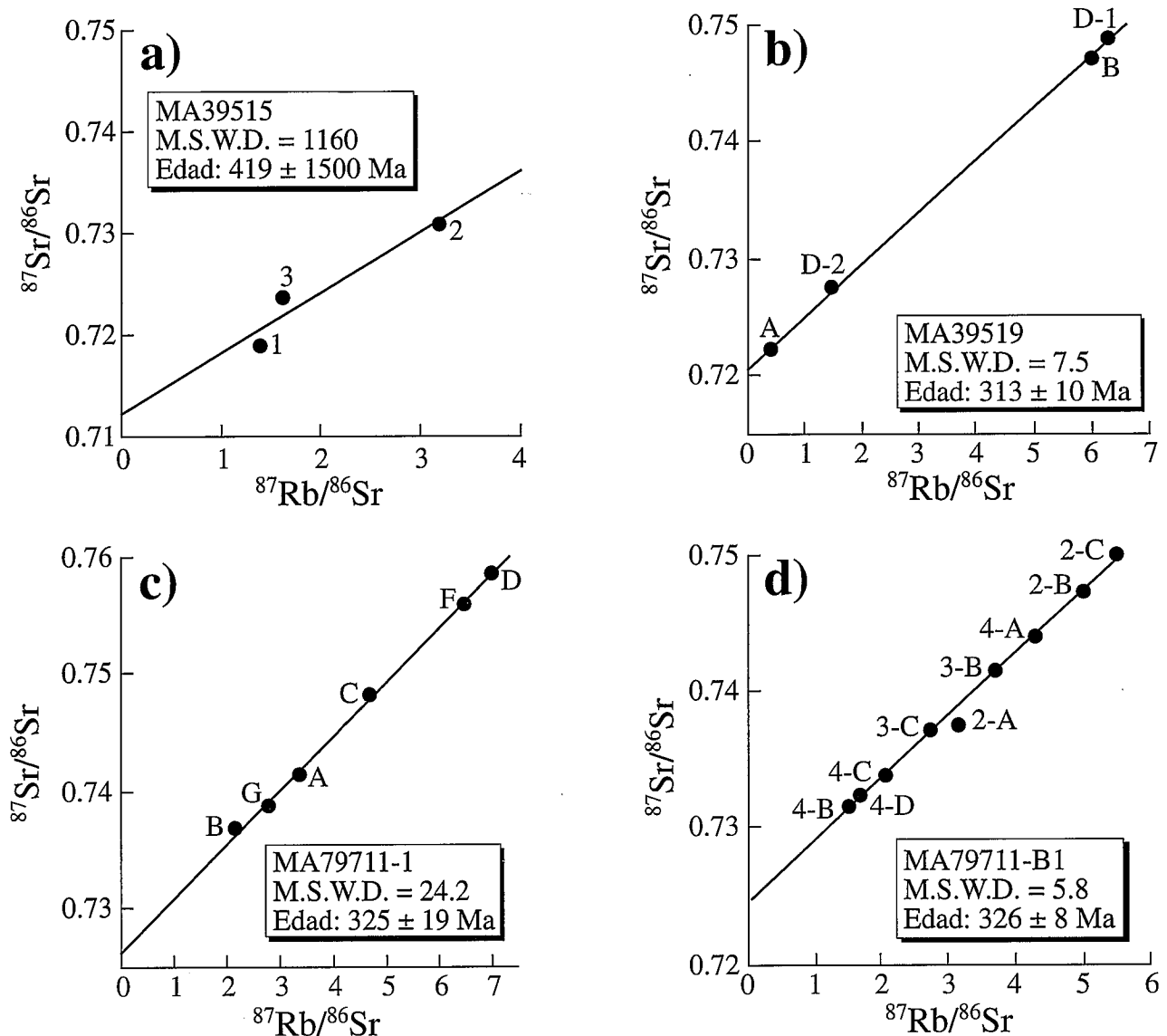


Figura 6.- Isocronas Rb-Sr de roca total de migmatitas del DC de la BMA. Para la construcción de las isocronas se han usado distintas bandas, cercanas a escala macroscópica, como puntos de dichas isocronas.

así como una importante dispersión adicional al error analítico (M.S.W.D. = 24,2). La edad obtenida a partir de esta errorcrona (325 ± 19 Ma) no está adecuadamen-

te establecida, aunque se asemeja a las edades obtenidas a partir de otras muestras.

En la migmatita con anfíbol de El Cabezo (MA79711-B1, Fig. 3b) se han tomado muestras de tres zonas (2, 3 y 4), en cada una de las cuales se han sondeado entre dos y cuatro bandas distintas (A, B, C, D). En la figura 6d se muestra la errorcrona definida por el conjunto de todas las bandas (excepto la muestra MA79711-B1-2-A, que parece ser anómala), la cual proporciona una edad de 326 ± 8 Ma (M.S.W.D. = 5,8).

Muestra	Zr (ppm)	Th (ppm)	(La/Yb) _n	Eu/Eu*
<i>Leucosomas de la migmatita de Cortegana</i>				
MA39515-1	195	1.4	4.764	2.35
MA39515-2	159	3.0	6.888	1.65
MA39515-3	178	3.7	8.767	1.51
<i>Fundidos en desequilibrio</i>				
Watt y Harley (1993)	62	< 10	23.8	3.9
Watt <i>et al.</i> (1996)	bajo	bajo	4.96-38.22	1.66
<i>Fundidos en equilibrio</i>				
Watt y Harley (1993)	214	> 40	147	1.03-0.26

Tabla III.- Comparación de razones entre diversos elementos traza y REE de leucosomas de la migmatita de Cortegana y promedios de fundidos, generados tanto en equilibrio como en desequilibrio, publicados en Watt y Harley (1993) y Watt *et al.* (1996).

Discusión

Relación deformación/fusión parcial

La foliación definida por Bt ± Sil que se aprecia en los melanosomas, así como la foliación definida por blastos y agregados tipo *schlieren* de biotita que se observa en algunos leucosomas, son paralelas a la folia-

ción migmatítica definida por la alternancia de leuco- y melanosomas. Este hecho sugiere que las tres foliaciones se desarrollaron durante la misma fase de deformación. La presencia en los melanosomas de charnelas relictas de sillimanita, así como de arcos poligonales de biotita evidencian la existencia de una foliación previa, crenulada por la principal. En el DC de la BMA han sido definidas cuatro fases de deformación dúctil (Díaz Azpiroz *et al.*, 1999; Díaz Azpiroz, 2001). Atendiendo a las estructuras descritas en el resto de litologías del DC, las cuales han sido resumidas en el apartado de situación geológica, se sugiere que las foliaciones observadas en las migmatitas corresponden a DC-S₂, mientras que la foliación relictas sería DC-S₁.

La mayor parte de los leucosomas son concordantes con la foliación migmatítica, la cual está fuertemente plegada. Paralelamente al plano axial de muchos de dichos pliegues se desarrolla una foliación de plano axial de carácter migmatítico. Los pliegues que afectan a la foliación migmatítica presentan una morfología muy variable, con variaciones importantes en longitud de onda, amplitud y orientación del plano axial. Esto sugiere que se trata de pliegues viscosos desarrollados en una sistema dominado por la abundancia de fundido (McLellan, 1984). Todo ello supone que el proceso de fusión parcial está fuertemente relacionado con la deformación principal que afectó a las migmatitas (DC-D₂), y que dicha fusión no pudo ser post-tectónica ya que, en ese caso, los leucosomas presentarían relaciones inequívocamente intrusivas y no estarían plegados. Por otra parte, la acumulación de leucosomas en las zonas axiales de los pliegues que desarrolla la foliación principal ha sido interpretada como la evidencia de una migmatización sin-tectónica (Collins y Sawyer, 1996; Brown y Solar, 1998; Kisters, *et al.*, 1998). Durante el proceso de fusión parcial, la deformación aportó en las zonas de charnela una energía suplementaria (Hand y Dirks, 1992) que favoreció un incremento importante de la generación de fundido o, alternativamente, proporcionó los espacios adecuados para la concentración del mismo.

La presencia de leucosomas concordantes y discordantes plegados junto a leucosomas sin plegar apuntan hacia la generación de varios episodios de fusión con relaciones temporales distintas respecto a la deformación principal. Parece, sin embargo, más probable que todos los leucosomas descritos se hayan generado durante un único evento de fusión, puesto que muchos de los leucosomas discordantes están conectados con leucosomas concordantes. En ese caso, las relaciones geométricas entre la foliación y los distintos tipos de leucosoma pueden deberse a orientaciones variables de los leucosomas respecto al elipsoide de deformación. Se considera que los fundidos que dieron lugar a los leucosomas pudieron segregarse en bandas paralelas a la foliación, y que a partir de éstas se generaron venas que cortan a la foliación, probablemente favorecidas por la apertura de fracturas (Collins y Sawyer, 1996; Vigneresse *et al.*, 1996; Brown y Solar, 1998; Kisters,

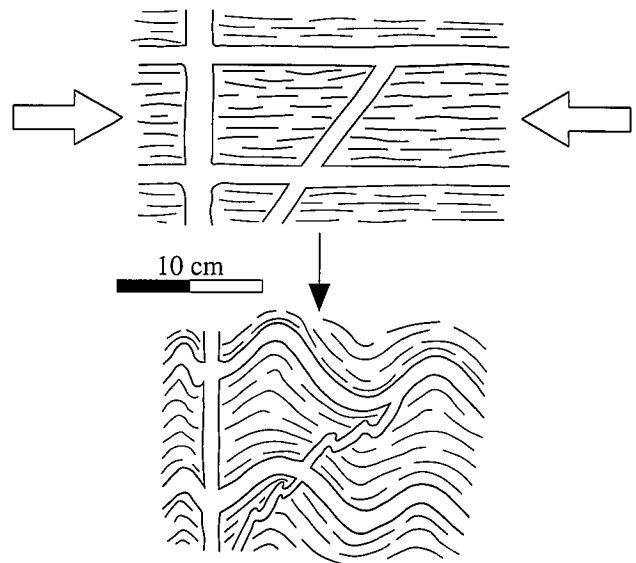


Figura 7.- Esquema de evolución posible para la generación de pliegues durante la migmatización. Explicación en el texto.

et al., 1998; Vanderhaeghe, 1999), las cuales pueden ser oblicuas o perpendiculares a la foliación. En función de su posición respecto al elipsoide de deformación finita al que está sometida la roca, cada leucosoma se deformó con una geometría distinta (véase Vanderhaeghe, 1999). Así, los leucosomas concordantes se plegaron solidariamente con los melanosomas. La mayor parte de los leucosomas intrusivos se plegaron, pero manteniendo relaciones discordantes con la foliación. Por último, aquellos leucosomas que eran perpendiculares a la dirección de máximo acortamiento del elipsoide de deformación finita pudieron verse sometidos a una historia de deformación de estiramiento progresivo, sin entrar nunca en el campo del acortamiento incremental o finito (Fig. 7).

La ausencia de deformación interna en el cuarzo implica que cuando cesó la deformación que produjo la foliación principal (DC-D₂) aún había fundido presente, el cual cristalizó posteriormente, sin reflejar deformación interna en estado sólido. Tan sólo en algunas zonas habría cristalizado cuarzo durante la deformación, el cual habría sufrido una cierta recuperación y recristalización dinámica por migración de bordes de grano, procesos que son indicativos de un grado metamórfico medio a alto (Hirth y Tullis, 1992).

Se puede concluir, por tanto, que las reacciones que dieron lugar a la migmatización comenzaron poco antes del inicio de la fase DC-D₂. Sin embargo, distintas observaciones indican que ambos procesos estuvieron estrechamente relacionados. La deformación continuó estando la roca en estado semi-fundido, dando lugar al desarrollo de un bandeado migmatítico, así como a una foliación poco penetrativa en los leucosomas. Una vez finalizado el evento de deformación, la roca aún contenía una proporción importante de fundido, especialmente rico en cuarzo. Éste cristalizó a partir del fundido en condiciones estáticas.

El proceso de migmatización

La mayor parte de los análisis isotópicos de las migmatitas de la BMA dan como resultado errorcronas con M.S.W.D. moderados. Este hecho sugiere que durante el proceso de fusión parcial, la mayor parte de las migmatitas de la zona alcanzaron el equilibrio isotópico. La presencia de errorcronas puede deberse, en este caso, bien a pequeñas heterogeneidades en el protolito de cada muestra, bien a alteraciones subsolidus (Barbero, *pers. com.*). En el caso de las migmatitas biotíticas de El Cabezo (MA79711-1, figura 3a), la separación entre las bandas analizadas y la escasa proporción de fundido pudieron impedir que el equilibrio isotópico fuera completo.

La errorcrona que definen los leucosomas de la migmatita de Cortegana (muestras MA39515-1, 2 y 3) tiene un M.S.W.D. extremadamente elevado. Este hecho podría indicar que no se alcanzó el equilibrio isotópico entre las muestras consideradas, lo cual pudo deberse a dos razones no excluyentes. 1) la distancia que separa a los protolitos de cada uno de los leucosomas es lo bastante importante como para suponer que tuvieran distinta composición, en cuyo caso la línea de la que se partiría al cerrarse el sistema no sería una recta de pendiente nula. 2) Si estos leucosomas fueron generados mediante fusión en desequilibrio, sus razones isotópicas variarían respecto al protolito original (*e.g.*, Ruiz y Cebriá Gómez, 1990) y serían, por tanto, distintas entre ellas. En ese sentido, los patrones de variación de REE de los leucosomas de la migmatita de Cortegana, con baja concentración total de Th y de REE, moderadamente fraccionados y con anomalías positivas de Eu son típicos de fusión en desequilibrio (Watt y Harley, 1993; Carrington y Watt, 1995; Nabelek y Glácock, 1995; Watt *et al.*, 1996). La tabla 3 muestra algunas razones interelementales de los leucosomas de la migmatita de Cortegana en comparación con promedios de fundidos generados tanto en equilibrio como en desequilibrio (Watt y Harley, 1993; Watt *et al.*, 1996). Los bajos valores de Th (1.4 - 3.7) y L_{an}/Yb_n (4.764 - 8.767), así como la anomalía moderadamente positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 1.5 - 2.4$), parecen confirmar el carácter de fundido en desequilibrio de los leucosomas isotropos de la migmatita de Cortegana. Sin embargo, estos leucosomas parecen estar saturados en Zr (159 - 195 ppm), presentando valores que se aproximan más a los de los fundidos en equilibrio (Watt y Harley, 1993).

La fusión en desequilibrio se produce cuando el líquido generado durante el proceso de fusión parcial es extraído antes de que pueda reequilibrarse con la roca. Leucosomas generados por fusión en desequilibrio, presentes en pequeños volúmenes y pobres en Zr son interpretados por Sawyer (1991) como fundidos generados a bajas temperaturas. Sin embargo, los leucosomas de la migmatita de Cortegana no responden exactamente a este patrón, ya que aparecen en volúmenes importantes y no se encuentran infrasaturados en Zr. Por otra parte, la generación de cantidades considerables de

fundidos en desequilibrio es posible a altas temperaturas, si dichos fundidos tienen un contenido bajo en agua, lo que disminuye notablemente la tasa de disolución de las fases accesorias (Watt y Harley, 1993). En el mismo sentido, la anomalía positiva de Eu que se observa en los leucosomas de la migmatita de Cortegana se debe a la incorporación de los feldespatos al fundido lo que, según Watt y Harley (1993), ocurre con tasas importantes de fusión parcial a temperaturas altas (850 °C - 870 °C).

De acuerdo con algunas estructuras observadas en las migmatitas de Cortegana, la segregación y migración del fundido se produjo mediante percolación, como sugiere la presencia de límites difusos entre leucosomas y melanosomas (Vanderhaeghe, 1999). Vigneresse *et al.* (1996) consideran que es necesario que se genere al menos un 8 % de fundido para superar el «umbral de percolación de líquido» (LPT: *Liquid Percolation Threshold*) y, así, permitir el desplazamiento del magma. No obstante, la actuación de gradientes de presión desarrollados durante una historia de deformación no-coaxial favorece una extracción rápida del fundido, incluso con proporciones muy bajas (inferiores al 5 %) de líquido presente (Dell'Angelo y Tullis, 1988; Sawyer, 1991; Hand y Dirks, 1992).

Parece, en consecuencia, que los leucosomas de la migmatita de Cortegana provienen de líquidos generados por un proceso de fusión en desequilibrio a altas temperaturas, el cual dio lugar a una proporción considerable de fundidos. La segregación estuvo favorecida por la cantidad elevada de fundido generado y por la presencia de gradientes de presión asociados a la deformación no-coaxial producida durante la fase principal de deformación del dominio continental (DC-D₂).

Los fundidos se habrían generado, de acuerdo con la pauta de variación observada a partir de los elementos traza, en un ambiente tectónico relacionado con un límite convergente de placas. La mayor parte de las errorcronas de Rb-Sr obtenidas en este estudio aportan edades comprendidas entre los 313 ± 10 Ma y los 326 ± 8 Ma (Namuriense). Se considera que este intervalo de edades data, de manera aproximada, el evento de migmatización que afectó al DC de la BMA, el cual tuvo lugar, por tanto, durante los últimos estadios de la orogénia Varisca en la parte meridional del Macizo Ibérico. Este rango de edades coincide aproximadamente por el obtenido por Castro *et al.* (1999) para otras migmatitas y nebulitas de la misma zona.

Conclusiones

El estudio de los patrones de variación de REE y de los resultados de isótopos Rb-Sr de algunos leucosomas de la migmatita de Cortegana sugiere que los fundidos de los que provienen fueron generados mediante un proceso de fusión en desequilibrio a altas temperaturas. La elevada proporción de fundidos generados y la actuación de una deformación no-coaxial durante la migmatización favoreció la rápida extracción del líqui-

do, una vez se hubo formado. La presencia de bordes difusos en los leucosomas hace pensar que éstos se segregaron mediante percolación.

Las migmatitas del DC de la BMA pudieron generarse en relación con un límite convergente de placas. Estas migmatitas registran el momento de la fusión parcial asociado a un evento metamórfico de AT/BP, durante el cual se produjo un reequilibrio isotópico. Las errorcronas obtenidas datan el mencionado evento térmico entre los 313 ± 10 y los 326 ± 8 Ma. Esta edad concuerda con las obtenidas por Castro *et al.* (1999) para migmatitas y nebulitas del DC de la BMA. Asimismo, se confirma que el último evento térmico registrado por estas rocas tuvo lugar en el Namuriense, durante los últimos estadios de la orogenia Varisca.

La migmatización fue aproximadamente coetánea con la fase de deformación principal que tuvo lugar en el dominio continental (DC-D₂), la cual fue responsable del desarrollo de la foliación migmatítica (DC-S₂). Una vez finalizada DC-D₂ cristalizó, en condiciones estáticas, un fundido residual rico en cuarzo.

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. Gracias al Dr. Jesús de la Rosa (U. Huelva) por sus sugerencias en el apartado de geoquímica. Nuestro agradecimiento al Dr. L. Barbero y a un revisor anónimo por sus valiosas sugerencias.

Referencias

- Barbero, L., Villaseca, C., Rogers, G. y Brown, P.E. (1995): Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain. *Journal of Geophysical Research*, 100: 15745-15765.
- Bard, J.P. (1969): *Le métamorphisme régional progressif de Sierra de Aracena en Andalousie occidentale (Espagne)*. Thèse d'Etat, Univ. Montpellier, 397 p.
- Bröcker, M. y Franz, L. (1998): Rb-Sr studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration controlled overprinting and deformational activity. *Geological Magazine*, 135: 369-382.
- Brown, M. (1994): The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens. *Earth Science Review*, 36: 83-130.
- Brown, M. y Solar, G.S. (1998): Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts. *Journal of Structural Geology*, 20: 211-227.
- Carrington, D.P. y Watt, G.R. (1995): A geochemical and experimental study of the role of K-feldspar during water-undersaturated melting of metapelites. *Chemical Geology*, 122: 56-79.
- Castro, A., Fernández, C., de la Rosa, J.D., Moreno-Ventas, I., El-Hmidi, H., El-Biad, M., Bergamín, J.F. y Sánchez, N. (1996): Triple-junction migration during Paleozoic Plate convergence: the Aracena metamorphic belt, Hercynian massif, Spain. *Geologische Rundschau*, 85: 108-185.
- 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.
- Castro, A., Corretgé, G., El-Biad, M., El-Hmidi, H.; Fernández, C. y Patiño Douce, A.E. (2000): Experimental constraints on hercynian anatexis in the Iberian massif, Spain. *Journal of Petrology*, 41: 1471-1488.
- Collins, W.J. y Sawyer, E.W. (1996): Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 565-579.
- 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. Granada, 327 p.
- Dell'Angelo, L.N. y Tullis, J. (1988): Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, 6: 495-516.
- Díaz Azpiroz, M. (2001): *Evolución tectono-metamórfica del dominio de alto grado de la banda metamórfica de Aracena*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 556 p.
- Díaz Azpiroz, M.; Fernández, C.; Castro, A. (1999) Structure and deformation history of the continental domain of the Aracena metamorphic belt (SW Iberian Massif). En: *XV Reunión de Geología del Oeste Peninsular. International Meeting on Cadomian Orogens*. Extended abstracts: 89-96.
- Díaz Azpiroz, M.; Castro, A.; 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* (en prensa).
- El-Biad, M. (2000): *Generación de granitoides en ambientes geológicamente contrastados del Macizo Ibérico. Limitaciones experimentales entre 2 y 15 kbar*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 310 p.
- Faure, G. (1986): *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, New York, 589 p.
- Ferrara, G., Petrini, R., Seri, G. y Tonarini, S. (1989): Petrology and isotope geochemistry of San Vincenzo rhyolites (Tuscany, Italy). *Bulletin of Volcanology*, 51: 379-388.
- Hand, M. y Dirks, P.H.G.M. (1992): The influence of deformation on the formation of axial-planar leucosomas and the segregation of small melt bodies within the migmatitic Napperby Gneis, central Australia. *Journal of Structural Geology*, 14: 591-604.
- Hirth, G. y Tullis, J. (1992): Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145-159.
- Inger, S. y Harris, N.B.W. (1993): Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang valley, Nepal Himalaya. *Journal of Petrology*, 34: 345-368.
- Kisters, A.F.M., Gibson, R.L., Charlesworth, E.G. y Anhaeusser, C.R. (1998): The role of strain localization in the segregation and ascent of anatectic melts, Namaqualand, South Africa. *Journal of Structural Geology*, 20: 229-242.
- Le Breton, N. y Thompson, A.B. (1988): Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 99: 226-237.

- López, S. y Castro, A. (2001): Determination of the fluid-absent solidus and supersolidus phase relationships of MORB-derived amphibolites in the range 4-14 kbar. *American Mineralogist*, 86: 1396-1403.
- Ludwig, K.R. (1994): ISOPLOT: A Plotting and Regression Program for Radiogenic-Isotope Data (v. 2.71). *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 91-445.
- McLellan, E.L. (1984): Deformational behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite terrains. *Geological Magazine*, 121: 339-345.
- Mehnert, K.R. (1968): *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Miller, C.F. y Mittlefehldt, D.W. (1982): Depletion of LREE in felsic magmas. *Geology*, 10: 129-133.
- Nabelek, P.I. y Glascock, M.D. (1995): REE-depleted leucogranites, Black Hills, South Dakota: a consequence of disequilibrium melting of monazite-bearing schists. *Journal of Petrology*, 36: 1055-1071.
- Nakamura, N. (1974): Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (1996): *Microtectonics*. Springer - Verlag, Berlin, 289 p.
- Patiño Douce, A.E. (1996): Effects of pressure and H₂O content on the compositions of primary crustal melts. > Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 87: 11-21.
- Patiño Douce, A.E. y Harris, N. (1998): Experimental constraints on himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39: 689-710.
- Patiño Douce, A.E. y Johnston, A.D. (1991): Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 202-218.
- 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. En: *GAC/MAC Annual Meeting, Ottawa*, 22: A113.
- Pearce, J.A., Harris, N. y Tindle, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Ruiz, J.L. y Cebriá Gómez, J.M. (1990): *Geoquímica de los Procesos Magmáticos*. Rueda, Madrid, 168 p.
- Sawyer, E.W. (1991): Disequilibrium melting and the rate of melt-residuum separation during migmatization of mafic rocks from the Grenville Front, Quebec. *Journal of Petrology*, 32: 701-738.
- Thompson, A.B. (1982): Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O - undersaturated granitic liquids. *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- Vanderhaeghe, O. (1999): Pervasive melt migration from migmatites to leucogranite in the Shuswap metamorphic core complex, Canada: control of regional deformation. *Tectonophysics*, 312: 35-55.
- Vielzeuf, D. y Holloway, J.R. (1988): Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 257-276.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P. y Cuney, M. (1996): Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *Journal of Petrology*, 37: 1579-1600.
- Watson, E.B. y Harrison, T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and compositional effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64: 295-304.
- Watt, G.R. y Harley, S.L. (1993): Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-unsaturated partial melting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114: 550-566.
- Watt, G.R., Burns, I.M. y Graham, G.A. (1996): Chemical characteristics of migmatites: accessory phase distribution and evidence for fast melt segregation rates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125: 100-111.

Manuscrito recibido el 25 de octubre de 2001
Aceptado el manuscrito revisado el 5 de febrero de 2002