

Evolución Metamórfica y Anatexia en el núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena)

A. APRAIZ, L. EGUILUZ Y B. ABALOS

Dep. de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 BILBAO

Resumen: El núcleo metamórfico de Lora del Río aflora en el área centromeridional de la Zona de Ossa-Morena (ZOM), en la prolongación suroriental de la antiforma de Monesterio. Está constituido por una sucesión monótona metapelítico-arenosa con lechos anfíbolíticos y calcosilicatados. Esta serie aparece generalmente separada por contactos mecánicos de la Serie del Hueznar suprayacente, que a su vez se encuentra en relación tectónica con las Capas de Tambor (Simón, 1951), atribuidas al Cámbrico inferior y correlacionables con la Formación Torreárboles (Liñán, 1978). El núcleo de Lora del Río presenta dos episodios de metamorfismo. El segundo evento, de baja presión-alta temperatura, es el predominante y borra casi todos los indicios de una primera fase metamórfica de tipo Barroviense. Se establece una zonación metamórfica para la segunda fase caracterizada por la aparición sucesiva de biotita, andalucita, moscovita-sillimanita, sillimanita-feldespato potásico y cordierita-feldespato potásico $\pm$ granate. Se han calculado las condiciones de presión y temperatura (P-T) de equilibrio y la evolución temporal de las asociaciones de mayor grado metamórfico usando diversas calibraciones geotermo-barométricas. Estos cálculos han permitido reconstruir una trayectoria metamórfica que evoluciona en sentido horario en el campo P-T. La trayectoria se interpreta relacionada inicialmente con gradientes de presiones intermedias que cambian posteriormente hacia gradientes de bajas presiones durante la etapa de levantamiento y desmantelamiento.

Palabras clave: metamorfismo, geotermobarometría, evolución PTt, Zona de Ossa-Morena, Macizo Ibérico.

Abstract: The Lora del Río metamorphic core crops out in the central-southern area of the Ossa-Morena Zone (OMZ), in the southeastern prolongation of the Monesterio antiform. It is constituted by a monotonous metapelitic succession with interbedded layers of amphibolites and calc-silicate rocks. This succession is separated from the overlying Hueznar Series by tectonic contacts. The latter has a tectonic relation with the Capas de Tambor succession (Simón, 1951), which has been attributed to the early Cambrian and has been correlated with the Torreárboles Formation (Liñán, 1978). The Lora del Río core exhibits evidences of two major metamorphic events. The second one, a low pressure/high temperature episode, is prevailing. It erases almost, all of the remnants of the previous, barrovian type, metamorphic event. A metamorphic zonation characterized by the progressive occurrence of biotite, andalusite, sillimanite-muscovite, sillimanite-Kfeldspar, and cordierite-Kfeldspar $\pm$ garnet has been established for the second episode. Pressure and temperature conditions of equilibrium of the highest-grade metamorphic assemblages have been calculated by the use of different geothermometers and geobarometers. The results obtained together with considerations concerning the time evolution of mineral parageneses, enable us to reconstruct a clockwise PTt path. The resulting metamorphic evolution has been interpreted in relation to initial intermediate pressure metamorphic field gradients later evolving into the low pressure PT-field at the same time that uplift and unroofing mechanisms are set on.

Key words: metamorphism, geothermobarometry, PTt paths, Ossa-Morena Zone, Iberian Massif.

Apraiz, A., Eguiluz, L. y Abalos, B. (1993): Evolución metamórfica y anatexia en el Núcleo de Lora del Río (Zona de Ossa-Morena). *Rev. Soc. Geol. España*, 6: 85-103

El Núcleo de Lora del Río está situado al N de la provincia de Sevilla, prolongándose hacia las localidades de Peñaflor y Palma del Río, ya en la provincia de Córdoba (fig. 1). Tiene forma triangular, con una base larga de 17 Km que se dispone en dirección NE paralela al Valle del Guadalquivir, y una anchura máxima de 8 Km, en la zona más occidental, estrechándose progresivamente hacia el E.

Desde el punto de vista geológico el Núcleo de Lora del Río (NLR) está situado en una posición problemática y no

muy bien comprendida dentro de la historia evolutiva de la Zona de Ossa Morena (ZOM). Generalmente ha sido considerado como uno de los macizos metamórficos que jalonan el límite meridional de la ZOM, habiendo sido correlacionado con unidades que poseen un significado geológico y geodinámico muy diferente, como la faja metamórfica de Aracena (Bard, 1969) y la antiforma de Monesterio (Arriola y Eguiluz, 1983; Arriola y Garrote, 1984).

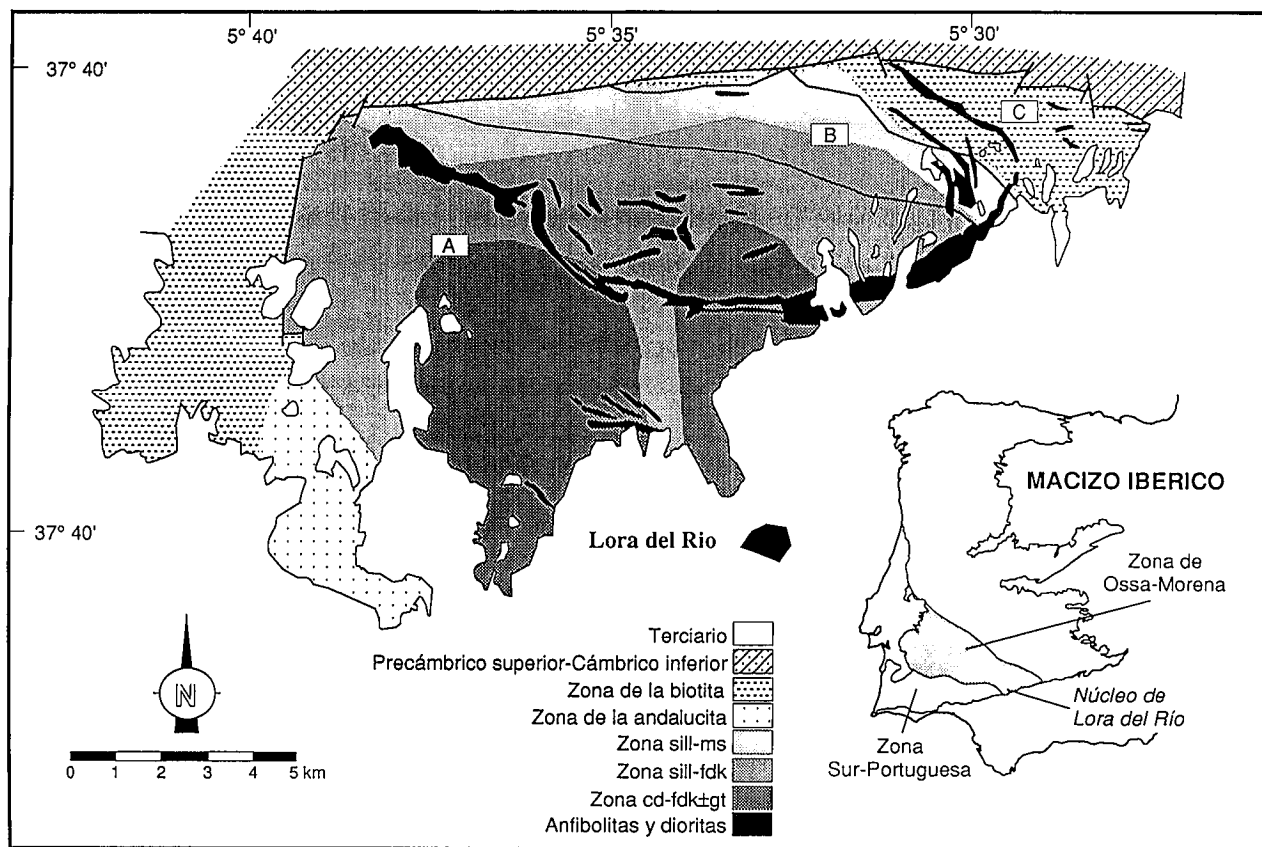


Figura 1.— Mapa geológico simplificado y zonación metamórfica en el Núcleo de Lora del Río. A: pelitas y material volcanoderivado, serie del Hueznar, B: metaarenitas y metapelitas, C: esquistos y cuarzoesquistos, Serie del pantano de José Turón.

Dadas su situación y su problemática correlación, el estudio del área en la que aflora el NLR ha sido abordado de forma independiente en diversas ocasiones. Después del trabajo de Macpherson (1879), el primer estudio profundo del NLR se debe a Fabriès (1963), que realiza una descripción detallada de las características metamórficas que muestran estas rocas. Posteriormente, se elaboró la correspondiente hoja 1:50.000 del Mapa Geológico Nacional (Sanz y Ledesma, 1975), pero en ésta no se presentan estudios detallados ni de la estructura ni del metamorfismo del NLR. Esta problemática es retomada una década después por Arriola y Eguíluz (1983), pero sólo se efectúan estudios preliminares sobre las relaciones deformación-metamorfismo. A partir de estos trabajos, no obstante, queda definida la existencia de un núcleo metamórfico, el Núcleo de Lora del Río, afectado por dos o tres fases de deformación sinmetamórficas, en el que se alcanza la anatexia.

No existe un acuerdo general sobre la edad de los materiales que constituyen el NLR. Así, mientras Vázquez Guzmán y Fernández Pompa (1976), Sanz y Ledesma (1975) y Arriola y Garrote (1980) sugieren una edad precámbrica, Pérez Lorente (1979) los considera cámbricos, mientras que Macpherson (1879) y Fabriès (1963) proponen una edad paleozoica sin más precisión.

En este trabajo se aborda un estudio detallado del metamorfismo del NLR, basado en el establecimiento de sus relaciones con las fases de deformación reconocidas y en la determinación cuantitativa de las condiciones de presión y temperatura de equilibrio de las asociaciones minerales. Los resultados obtenidos sirven para sugerir una

primera hipótesis sobre la evolución geodinámica de esta zona.

Características geológicas del Núcleo de Lora del Río

EL NLR (fig. 1) se sitúa en el borde SE de la ZOM, quedando cubierto por el S por los depósitos cenozoicos de la depresión del Guadalquivir. Está constituido por una sucesión bastante monótona de rocas metapelíticas y metapsamíticas que muestran un metamorfismo progresivo caracterizado por asociaciones desde el grado bajo (zona de la biotita) hasta el grado alto (aparición de migmatitas y de una granodiorita anatética heterogénea). El núcleo metamórfico aparece separado de los materiales que lo rodean por contactos mecánicos, excepto al SO donde se observa una disminución continua del metamorfismo que relaciona el NLR con la serie metamórfica del Hueznar. Hacia el techo esta serie aparece en contacto mecánico con las Capas de Tambor (Simón, 1951), que se correlacionan con la Fm. Torreárboles (Liñán, 1978), atribuida al Cámbrico basal.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, y de acuerdo con su disposición geométrica, se pueden diferenciar desde las zonas más externas hacia el centro del núcleo, los siguientes tramos o unidades: (a) Cuarzoesquistos y esquistos. Afloran en la zona NE del NLR y definen una banda de aproximadamente 2 km. de anchura que se encuentra bien expuesta en la zona del embalse de José Turón (C en la fig. 1). (b) Metaarenitas y metapelitas. Geo-

métricamente se sitúan por debajo de la unidad anterior ocupando una banda de potencia kilométrica. Se diferencian de los materiales anteriores principalmente por la aparición de gran cantidad de lechos de carácter detrítico y potencia considerable (B en la fig. 1). (c) Serie del Hueznar. Ocupa la parte central y occidental del NLR siendo el conjunto que muestra el mayor grado de metamorfismo. En relación con estos materiales se encuentran la granodiorita cordierítica y la gran variedad de migmatitas de todo tipo que alcanzan un gran desarrollo en este núcleo metamórfico (A en la fig. 1).

Se puede reconocer además la presencia de una serie de cuerpos tabulares de anfibolitas y de rocas calcosilicatadas. Los primeros suelen aparecer definiendo bandas de mayor o menor potencia y continuidad incluidas indistintamente en todos los materiales diferenciados. La proporción de anfíbol en las anfibolitas es muy variable, existiendo una gradación desde rocas oscuras con alto contenido en anfíbol, hasta rocas claras más cuarzo-feldespáticas, con una microestructura bandeada que define una foliación. De cualquier forma son muy características las facies blastoporfidicas con grandes cristales redondeados de anfíbol negro, dentro de una matriz de grano fino de color gris azulado. Los niveles de carbonatos y de rocas calcosilicatadas son escasos, generalmente de espesor decimétrico y con escasa continuidad lateral. Aparecen principalmente en la zona oriental del núcleo, intercalados entre los cuarzoesquistos.

Las características petrográficas, más adelante descritas, de las unidades mencionadas previamente y el carácter volcanosedimentario atribuido a muchas de las rocas estudiadas, sugieren una posible correlación de estos materiales con la Fm. Malcocinado (Fricke, 1941) y con la Serie Bodonal-Cala, a los que se atribuye una edad proterozoico terminal.

Rasgos estructurales

En el NLR se pueden reconocer, en una primera aproximación, dos fases principales de deformación sinéctica y sinmetamórfica (D1 y D2), ya que las relaciones estructurales no están aun suficientemente bien establecidas. Estas fases llevan asociadas sendas esquistosidades (S1 y S2) que cortan a la estratificación (SO) formando un ángulo bajo con ésta. La estratificación presenta una dirección media aproximada N120E, inclinándose mayoritariamente al NE, excepto en el sector meridional del núcleo, donde predominan los buzamientos al SO. Estas inclinaciones de la estratificación, junto a la forma que toman las capas anfibólicas (fig. 2), son los únicos rasgos estructurales que sugieren, hasta el momento, la existencia de una posible estructura antiformal en el núcleo (Fabriés, 1963). Las estructuras que verificarían la existencia de este antiforme han sido borradas por el amplio desarrollo de zonas migmatíticas en la región S del NLR.

La primera fase de deformación (D1) lleva asociada una esquistosidad (S1) de dirección aproximada N110E que se dispone subvertical o buzando fuertemente hacia el N. Afecta a todas las rocas del núcleo excepto a los neosomas migmatíticos donde sólo es apreciable la esquistosidad relacionada con la segunda fase de deformación. En rocas que no han sufrido procesos de fusión parcial, la primera esquistosidad aparece definida principalmente por la orientación de filosilicatos y puede ser paralela al bandeo megascópico más visible, aunque lo más frecuente es que corte a la estratificación formando un ángulo pequeño. El carácter sincinemático que presentan minerales como la estauroлита o el granate con respecto a la esquistosidad S1, en zonas donde la segunda fase de deformación no ha sido muy activa, sugiere que la primera fase de deformación es coetánea con la primera fase metamórfica (M1)

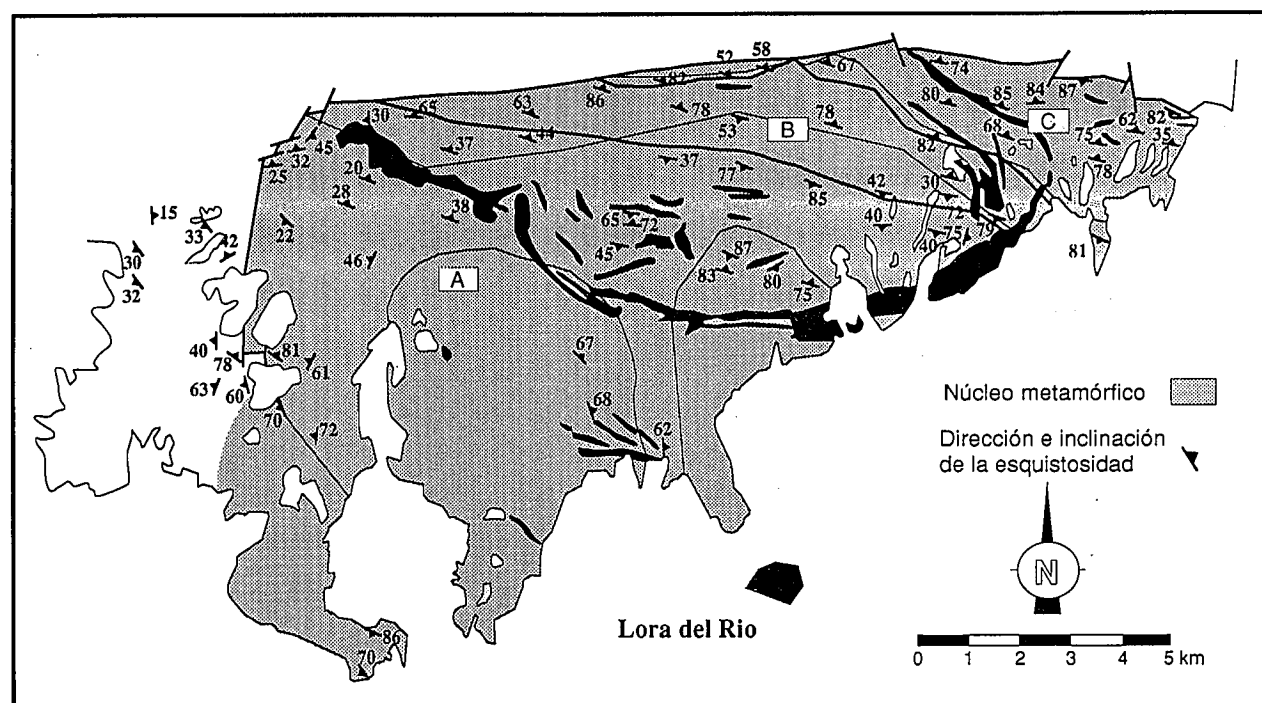


Figura 2.— Mapa tectónico simplificado del Núcleo de Lora del Río en el que se presenta la disposición de las esquistosidades megascópicas y su relación con diversas isogradas de metamorfismo (trazos finos, ver figura 1).

de condiciones de presión y temperatura intermedias. En relación a esta primera fase de deformación se han reconocido bandas de cizalla de potencia decimétrica, con rasgos estructurales de tipo compresivo y con criterios cinemáticos de campo que marcan un movimiento del bloque superior al S.

La segunda fase de deformación (D2) está asociada a una esquistosidad de crenulación (S2) oblicua a la esquistosidad S1 y a las zonas de cizalla relacionadas con la deformación D1. Aunque la primera fase de deformación D1 es la responsable de gran parte del bandeo observable, la esquistosidad de crenulación puede llegar a ser la estructura más penetrativa, pudiendo originar un bandeo tectónico. Esta fase es la única que se observa en los neosomas migmatíticos. La esquistosidad S2 tiene una dirección media N140E y buza hacia el NE, con ángulos elevados pero siempre inferiores a los que presenta la esquistosidad S1.

Estas dos esquistosidades son responsables de la aparición, en muchos puntos, de dos lineaciones oblicuas relacionadas con las esquistosidades S1 y S2 sobre la estratificación megascópica. La primera (L1), aunque esencialmente es una lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad S1, aparece también marcada por lineaciones de estiramiento en zonas poco afectadas por la segunda fase de deformación D2. Estas lineaciones tienen una dirección media de N210E, concordante con los criterios cinemáticos reconocidos en las bandas de cizalla relacionadas con la deformación D1. La segunda lineación (L2) es una lineación mineral y de estiramiento de dirección media aproximada N310E y está relacionada con la fase de deformación D2. El reconocimiento de estructuras relacionadas con la lineación L2, como pueden ser el boudinage de capas calcosilicatadas, grietas de extensión en sistemas porfiroclásticos y la gran cantidad de criterios de accidentes normales a pequeña escala, sugieren que esta fase de deformación D2 está relacionada, muy probablemente, con una etapa distensiva. Esta distensión podría relacionarse con la formación de importantes accidentes normales en los límites actuales del NLR. En el borde NO del núcleo metamórfico, se han reconocido bandas miloníticas sobre migmatitas y granitoides con lineaciones de estiramiento mineral bien desarro-

lladas de dirección aproximada N330E, a las que se asocian estructuras C-S y cizallas extensionales, así como otros criterios cinemáticos (sombras de presión, rotación y fractura de porfiroblastos, etc.) que indican un desplazamiento del bloque superior hacia el N.

Con posterioridad a las fases de deformación D1 y D2 se reconocen otras fases de importancia mucho menor que dan lugar a la formación de pliegues suaves con ángulos elevados entre flancos y posteriormente a una etapa de fracturación frágil.

Rasgos petrográficos y texturales

Dentro de las diferentes unidades litoestratigráficas que constituyen el NLR se han diferenciado distintos tipos petrográficos que, si bien muestran en general rasgos similares, presentan variaciones relacionadas principalmente con el grado del metamorfismo que los afecta y con el carácter más o menos detrítico que presentan. A continuación se realiza una breve descripción de los principales tipos petrográficos distinguidos dentro de cada unidad litoestratigráfica.

Cuarzoesquistos y esquistos

El tipo de roca más común está constituido por una alternancia monótona de cuarzo-esquistos feldespáticos bandeados, de potencia decimétrica a métrica, y lechos de menor espesor (1-10 cm) de composición más pelfítica, ricos en filosilicatos. La mineralogía dominante de estas rocas está formada por cuarzo, biotita, moscovita y feldespatos, apareciendo en proporciones inferiores apatito, esfena, circon y minerales opacos, que pueden llegar a ser muy abundantes. La composición química de estas rocas no parece muy adecuada para la formación de silicatos de aluminio, puesto que existe una transición continua desde la zona moscovita-sillimanita a la serie del pantano de José Turón (zona de la biotita) en la que no se ha reconocido la presencia de andalucita y distena (fig. 1).

Los cuarzo-esquistos son rocas de grano medio, con

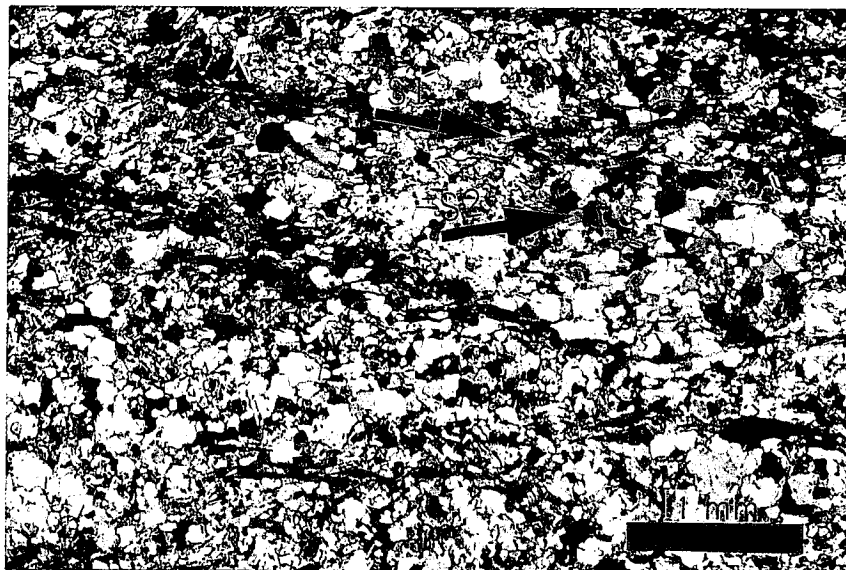


Figura 3.— Diferenciación de las esquistosidades S1 y S2 en un cuarzoesquisto de la serie del pantano de José Turón.

una estructura bandeada característica originada por la alternancia de lechos cuarzo-feldespatícos, de textura granoblástica, y otros más ricos en mica con textura lepidoblástica. El bandeo y la orientación de las micas en los materiales más detríticos definen la esquistosidad S1. En los lechos micáceos, en los que es además evidente la presencia de un microplegamiento posterior a esta esquistosidad, se produce una reorientación de minerales aproximadamente paralela a los planos axiales de los micropliegues, que define junto a la orientación de las micas en los lechos cuarzofeldespatícos de las rocas con textura granolepidoblástica bandeada, una esquistosidad espaciada irregular (S2) (fig. 3). La estructura más penetrativa a nivel de afloramiento puede ser cualquiera de las dos esquistosidades, lo que con frecuencia dificulta su identificación.

En algunos casos es posible reconocer dentro de los lechos más pelíticos de esta unidad una etapa de blastesis estática durante la cual crecen grandes blastos rectangulares de biotita marrón verdosa. Sus relaciones con las esquistosidades S1 y S2 son indicativas de un crecimiento esencialmente intercinemático.

Metaarenitas y metapelitas

Están formadas por una sucesión de lechos arenosos y pelíticos con proporciones muy variables de filosilicatos, lo que condiciona la alternancia de metaarenitas de grano fino y de metapelitas con estructura bandeada a distintas escalas. La anchura de los bancos es variable, oscilando entre un tamaño métrico para los lechos detríticos y decimétrico para los de grano más fino.

Su mineralogía incluye cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, feldespato potásico y, como accesorios sillimanita, circón, apatito, turmalina, esfena y opacos principalmente. Es habitual también, en las zonas de menor metamorfismo, la presencia de texturas blastoporfídicas con fenocristales heredados de plagioclasas, que junto a otros rasgos como la aparición de apatito ahumado y turmalinas zonadas, apuntarían hacia un posible origen volcánico derivado para esta serie, siendo la mayoría de las rocas de tipo epi-piroclástico.

Texturalmente se trata de rocas equigranulares. Las metaarenitas exhiben una textura granoblástica con tendencia poligonal, definida por un entramado de cuarzo y en menor proporción de feldespato entre el que se disponen pequeños cristales tabulares de mica con una orientación preferente poco definida. El aumento de la proporción de micas en estas rocas les confiere una textura granolepidoblástica bandeada muy marcada que origina la aparición de una estructura bandeada macroscópica.

En los tramos de grano más fino y cuando el grado de metamorfismo es suficientemente elevado, es característica la presencia de nódulos elipsoidales orientados según la esquistosidad principal, que destacan sobre la matriz. Estos nódulos están formados por grandes cristales desorientados de moscovita, en los que pueden reconocerse restos de sillimanita fibrolítica.

Este tramo litoestratigráfico está afectado por un metamorfismo principalmente dentro de la zona de la sillimanita-moscovita, aunque también se han reconocido mues-

tras con asociaciones pertenecientes a las zonas de la biotita y sillimanita-feldespato potásico (fig. 1).

Serie del Hueznar

Geométricamente situada por debajo de las unidades anteriores, está formada por una alternancia de lechos cuarzo-feldespatícos de grano fino y de potencia siempre inferior a un metro y bandas pelíticas de menor potencia pero de mayor frecuencia. La orientación de los minerales micáceos define una crenulación S2, que puede llegar a ser más penetrativa que la S1 marcada por el bandeo de lechos micáceos y cuarzo-feldespatícos. Esta estructuración es apreciable, principalmente en las zonas metamórficas correspondientes a la biotita y a la andalucita, hasta el comienzo de la fusión parcial y el consecuente desarrollo de las migmatitas. La fusión parcial de estos materiales es la que origina, como ya ha sido mencionado previamente, el amplio desarrollo de las migmatitas y la formación de una granodiorita cordierítica heterogénea en las partes más internas del NLR.

El metamorfismo que afecta a este conjunto cubre toda la variación existente dentro del NLR, desde la zona de la biotita hasta la zona cordierita-feldespato potásico $\pm$ granate. Se ha diferenciado también, la zona de la andalucita que no ha podido ser reconocida al E del núcleo, proba-

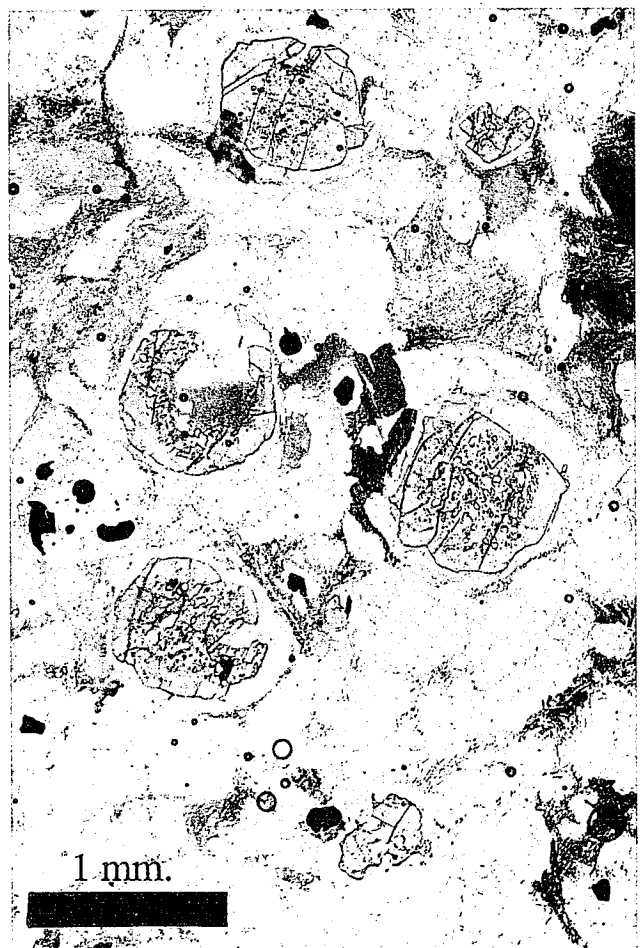


Figura 4.— Textura típica en resisters incluidos en la granodiorita cordierítica. Presencia de granates rodeados por bordes reaccionales de cordierita.

blemente debido a las ya mencionadas diferencias composicionales entre los materiales. La mineralogía de estas rocas varía mucho con el metamorfismo y será tratada posteriormente.

Area migmática. En las zonas estructuralmente más profundas del núcleo se produce un incremento de la cristalinidad de las rocas hasta alcanzar los niveles en los que se inicia de forma generalizada la fusión parcial y la subsecuente generación de migmatitas, que pueden ser caracterizadas por una gran variedad de estructuras. Así, con un grado bajo de fusión parcial son habituales las estructuras dictioníticas y flebíticas, mientras que al aumentar el grado de fusión se desarrollan preferentemente estructuras estromáticas (que son las más ampliamente representadas), y en las zonas más internas, con mayor grado de fusión parcial, predominan las estructuras schlieren y nebulíticas (de acuerdo con la terminología de Menhert, 1968). Petrográficamente pueden distinguirse diversas variedades, desde gneises migmáticos propiamente dichos hasta diferentes tipos de granitoides.

Las migmatitas más comunes muestran una textura bandeada irregular, con leucosomas de espesor milimétrico a centimétrico de composición cuarzo-feldespática, y melanosomas más finos, ricos en biotita y silicatos de aluminio.

Los leucosomas tienen texturas granudas hipidiomorfas o xenomorfas y una cierta heterometría. Están constituidos por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y grandes cristales de biotita. La cordierita aparece en proporciones variables, y en cantidades accesorias aparecen principalmente, sillimanita, opacos, rutilo, circón, esfena y apatito. El cuarzo se presenta como cristales irregulares con desarrollo de subgranos y extinción ondulante. El feldespato potásico constituye grandes cristales irregulares que incluyen gran cantidad de granos, especialmente de cuarzo. Las plagioclasas suelen presentar formas cuadrangulares y casi siempre contienen maclas polisintéticas. Pueden reconocerse también algunas mirmequitas, generalmente en los contactos entre plagioclasa y feldespato.

Los melanosomas, con textura lepidoblástica, están constituidos por un entramado de biotita de tamaño de grano me-

dio (3-8 mm) con colores rojizos y abundancia de halos metamórficos. Sobre la biotita crece gran cantidad de sillimanita fibrolítica o prismática. La cordierita es muy frecuente y aparece en forma de cristales irregulares de contornos redondeados. Los minerales accesorios más frecuentes son básicamente los ya referidos para los leucosomas.

Granodiorita cordierítica. Este tipo de roca forma varios stocks kilométricos en la zona central del núcleo metamórfico. El contacto gradual que presentan en relación a las migmatitas hace difícil definir un límite neto, diferenciándose únicamente de las migmatitas por el mayor grado de fusión parcial que lo afecta, siendo frecuente la mezcla de texturas migmáticas y granodioríticas en proporciones muy variables. La deformación que presenta es nula o escasa, estando la granodiorita relacionada con gran cantidad de movilizados de tipo granitoide y de dimensiones variables.

Se trata de una roca de textura granular hipidiomórfica, heterométrica, constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa fundamentalmente andesítica, biotita y cordierita como minerales principales. La sillimanita, el granate y parte de la cordierita forman parte de muchos de los resisters o zonas no fundidas que se encuentran incluidos en la granodiorita, pudiendo llegar a aparecer en proporciones importantes. Los minerales accesorios habituales son el circón, esfena y opacos relacionados en su mayor parte con biotita, apareciendo esporádicamente minerales como la monacita o el rutilo.

Uno de los rasgos diferenciales de esta roca es la formación de grandes nódulos o masas cordieríticas alrededor de todos los minerales neoformados produciendo en la roca unas manchas verdosas (3-5 cm.) muy características. También es habitual en los resisters la formación de bordes reaccionales de cordierita alrededor del granate (fig. 4), originando una textura coronítica muy espectacular.

Caracterización metamórfica

Se han diferenciado dentro del NLR dos secuencias metamórficas continuas y superpuestas. La primera corres-

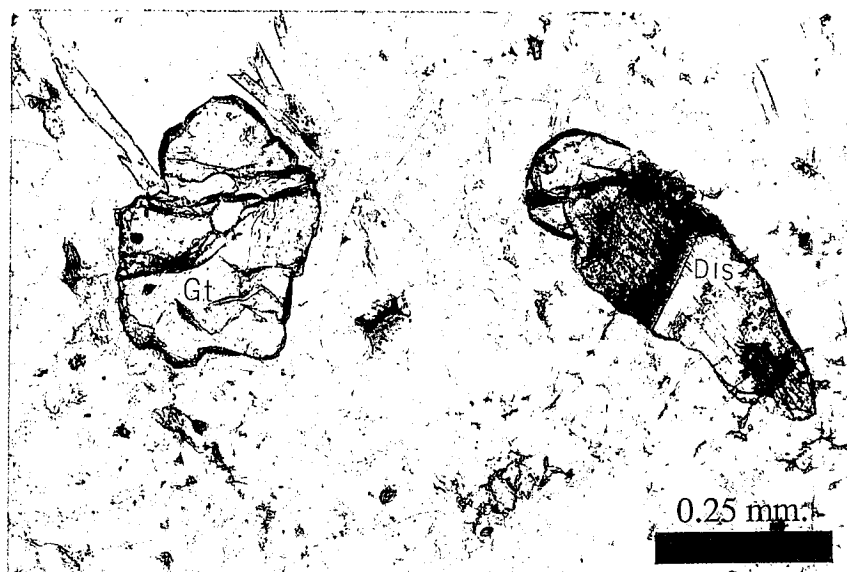


Figura 5.— Asociación gt-dis-bi característica de la primera fase metamórfica de presiones y temperaturas intermedias

	D1		D2		
	PRE	SIN	PRE	SIN	POST
CUARZO					
PLAGIOCLASA					
BIOTITA					
MOSCOVITA					
SILLIMANITA					
ANDALUCITA					
DISTENA					
ESTAUFOLITA					
CORDIERITA					
OPACOS					
GRANATE					
RUTILO					
CLORITA					
SERICITA					

Figura 6.-Relaciones generales blastesis-deformación en el núcleo de Lora del Río

ponde a una evolución de tipo Barroviense con presiones intermedias, a la que se superpone una segunda fase con gradientes de baja presión y alta temperatura. La estructuración metamórfica correspondiente a la primera fase de metamorfismo ha desaparecido casi completamente por la sobreimposición de la fase de baja presión-alta temperatura (BP-AT). La primera fase del metamorfismo se ha deducido a partir de un estudio petrográfico detallado en el que se han reconocido esporádicamente asociaciones relictas características de presiones intermedias. Estas asociaciones se han encontrado dentro de las zonas de mayor metamorfismo, en secciones poco afectadas por la fusión parcial, y están formadas por:

Qz-Plag-Bi-Ms-Sta-Gt
Qz-Plag-Bi-Dis-Gt

Estas asociaciones se han encontrado en rocas con un neto carácter cuarzo-feldespático, con textura grano-blástica de grano fino y bordes suturados entre los que se disponen pequeños cristales tabulares de biotita. La estaufolita aparece formando porfiroblastos englobados en esta matriz con un claro carácter precinemático respecto a la segunda fase de deformación. La distena y el granate aparecen intercalados en la matriz con unas dimensiones algo superiores al tamaño de grano de la misma (fig. 5).

Posteriormente, se produce una recrystalización en condiciones de BP-AT, que son las predominantes dentro del núcleo, y originan los minerales que han servido para realizar la zonación metamórfica que aparece en la figura 1. En esta figura se puede observar como las isogradas del metamorfismo cortan la estructura definida en la zona NE del núcleo. Este rasgo es significativo de la existencia de una estructuración en el núcleo metamórfico, previa al desarrollo de la fase metamórfica de BP-AT. En la figura 6 se puede observar la relación metamorfismo-deformación, y se ad-

vierten rasgos mineralógicos diferenciales entre las dos fases de deformación. Las zonas metamórficas diferenciadas durante la evolución progradada de esta segunda fase del metamorfismo son las siguientes: zona de la biotita, zona de la andalucita, zona de la sillimanita-moscovita, zona de la sillimanita-feldespató potásico y zona de la cordierita-feldespató potásico $\pm$ granate.

Zona de la biotita

Las asociaciones minerales más frecuentes dentro de la zona de la biotita son:

Qz-Ms-Bi-Clo-Ab
Qz-Ms-Bi-Ab
Qz-Bi-Ms-Plag-Fdk
Qz-Bi-Ms-Clo-Gt

y los minerales accesorios más comunes son los opacos, el apatito y la turmalina.

Los afloramientos de las unidades metamorizadas dentro de esta zona aparecen en las regiones más orientales y al SO del NLR. Las litologías afectadas tienen un carácter diferente en estas dos zonas, por lo que la textura varía bastante desde la granolepidoblástica bandeada predominante al E, hasta texturas con tendencia lepidoblástica, debido al mayor carácter pelítico y tamaño de grano inferior, más frecuentes dentro de la serie del Hueznar. En esta zona se han reconocido unas pizarras moteadas, relacionadas con el paso gradual del metamorfismo del núcleo hacia el metamorfismo de la Serie del Hueznar, y caracterizadas por la presencia de nódulos ricos en filosilicatos y de tamaño de grano inferior al de la matriz.

Zona de la andalucita

Se desarrolla principalmente en la zona SO del Núcleo, principalmente en materiales pelíticos de grano fino mientras en la zona E del Núcleo no se ha reconocido andalucita en ninguna de las muestras estudiadas. Las asociaciones minerales más frecuentes dentro de esta zona son:

Qz-Ms-Bi-Plag
Qz-Ms-Bi-And
Qz-Bi-Ms-Gt

Como minerales accesorios aparecen: ilmenita, que puede alcanzar proporciones importantes, turmalina, esfena, apatito y circón, mientras que la clorita y la sericita se forman por alteración.

El granate, tanto en asociaciones minerales de esta zona metamórfica como de la anterior, aparece englobado por la esquistosidad y normalmente muy alterado lo que sugiere su carácter relicto y su relación con la primera fase metamórfica de presiones intermedias. El granate aparece siempre en relación con las bandas más pelíticas, lo que sugiere que su origen puede estar relacionado con las siguientes reacciones (Miyashiro y Shido, 1984):

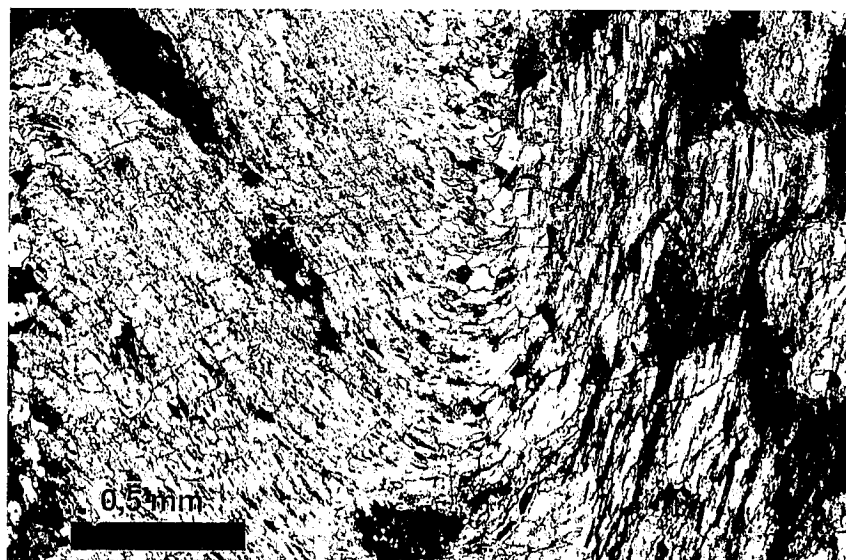
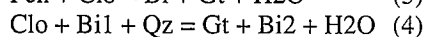
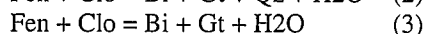
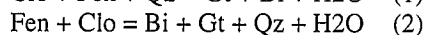
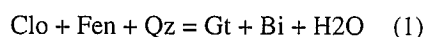


Figura 7.- Crecimiento sincinemático de la andalucita en relación a la segunda fase de deformación.



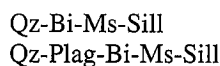
La formación de la andalucita se considera relacionada con la verificación de izquierda a derecha (como resultado de un aumento de la temperatura) de la siguiente reacción (Winkler, 1977):



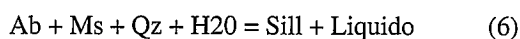
Lo habitual es que la andalucita aparezca dentro de esquistos micaceos con textura granolepidoblástica bandeadada, donde son predominantes las bandas micaceas. En estas rocas la andalucita forma grandes porfiroblastos de carácter sincinemático respecto a la segunda fase de deformación, dentro de las cuales aparece la esquistosidad S1, marcada por la orientación de cuarzos elongados y opacos, claramente crenulada (fig. 7).

Zona de la sillimanita-moscovita

Las asociaciones minerales más frecuentes encontradas en esta zona son:

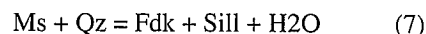


La sillimanita es en esta zona de carácter fibrolítico, apareciendo disgregada entre los minerales a partir de los cuales se forma, moscovita y cuarzo fundamentalmente. La aparición de las primeras agujas de sillimanita marca el inicio de esta zona y su origen puede estar relacionado con la reacción:



Con el inicio de la fusión parcial, aparecen las primeras estructuras migmatíticas. La proporción de moscovita va disminuyendo progresivamente hasta su total de-

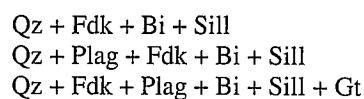
saparición en presencia de cuarzo en las zonas más profundas. La reacción que contribuye probablemente a la formación de la gran cantidad de sillimanita existente en las zonas de mayor metamorfismo es la siguiente (Althaus *et al.*, 1960):



La reacción (7) es con toda seguridad, la reacción a partir de la cual se producirá la mayor parte de la sillimanita y la que origina la asociación sill-fdk que caracteriza la siguiente zona metamórfica.

Zona de la sillimanita-feldespató potásico

El rasgo diferencial principal de esta zona es la desaparición de la moscovita primaria relacionada con cuarzo, junto a un grado de fusión apreciable que da lugar al desarrollo de estructuras estromáticas. La desaparición de la moscovita es consecuencia de la progresión de la reacción (7). Las asociaciones minerales más comunes son:



Con respecto a la zona anterior, la proporción de sillimanita aumenta considerablemente, siendo junto con la biotita el constituyente principal de las bandas melanocráticas. Además, la sillimanita presenta un tamaño de grano mayor, a pesar de que aun exhibe un carácter fibrolítico. El feldespato aparece principalmente en forma de porfiroblastos de ortosa, aunque las microclinas pueden llegar a ser abundantes, principalmente en las rocas más cuarzo-feldespáticas.

Zona de la cordierita-granate-feldespato potásico

Subzona cordierita-feldespato potásico. Las asociaciones que aparecen en esta zona corresponden mayoritariamente a los fundidos anatéticos de la parte central del núcleo, y las asociaciones minerales que se han observado son:

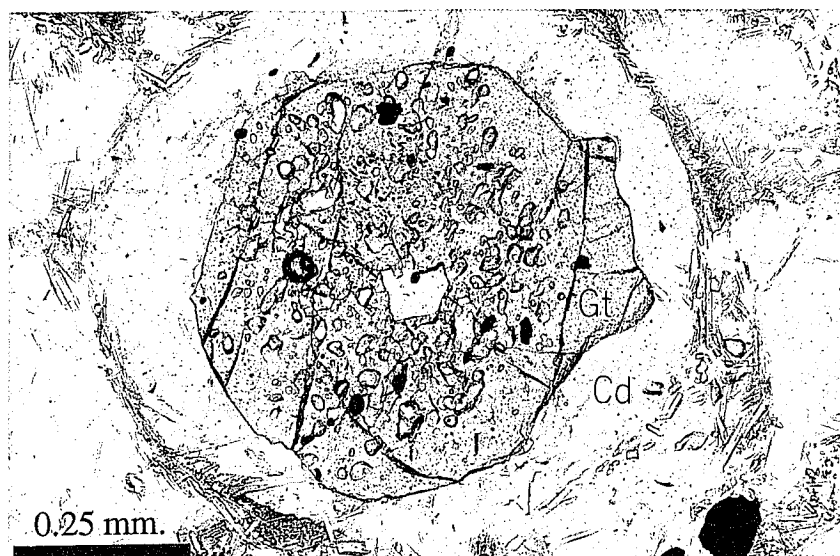


Figura 8.—Granate rodeado de cordierita alrededor de la cual se observa la presencia de sillimanita prismática

Qz-Plag-Fdk-Sill-Bi-Cd

Qz-Plag-Sill-Bi-Cd

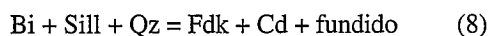
Qz-Plag-Fdk-Sill-Bi

Sta + Ms + Qz = Gt + Bi + Sill + H₂O (9)

Sta + Qz = Gt + Sill + H₂O (10)

Bi + Sill + Qz = Fdk + Gt + fundido (8')

La sillimanita adquiere un hábito prismático característico en cristales asociados con la biotita, mientras que las inclusiones en cordierita, feldespato o cuarzo son de carácter fibrolítico. La cordierita comienza a aparecer en rocas que aun conservan una textura granolepidoblástica, bajo la forma de granos xenomorfos, normalmente muy alterados y de tamaño similar al cuarzo o plagioclasa de las bandas leucocráticas. Su mayor desarrollo, sin embargo, se produce cuando el aumento del grado de la fusión parcial rompe el bandeo migmatítico dando paso a una textura granoblástica. Se forman grandes blastos de cordierita, con carácter idiomorfo e inclusiones habituales de sillimanita y biotita, junto con masas nodulosas que engloban todo tipo de minerales. Es habitual la presencia de agujas de sillimanita dentro de los porfiroblastos de cordierita, lo que sugiere que la cordierita se forma a partir de la reacción (Blumel y Schreyer, 1976):



Subzona cordierita-granate-feldespato potásico. Las asociaciones minerales de esta zona corresponden a los *resisters* o zonas no fundidas englobadas en la granodiorita cordierítica y son las siguientes:

Qz-Plag-Bi-Sill-Gt

Qz-Plag-Bi-Cd-Gt

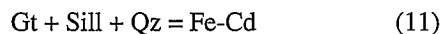
Qz-Fdk-Plag-Bi-Sill-Cd-Gt

Son rocas con una gran proporción en minerales silicatados en la que es común la asociación cd-gt-fdk, típica de facies granulíticas de baja presión. La presencia de pequeñas inclusiones de estauroлита y de agujas de sillimanita dentro de alguno de los granates de estas rocas es indicativa de la formación de éstos a partir de las reacciones (Kwak, 1974; Winkler, 1977; Gil Ibarguchi y Martínez, 1982):

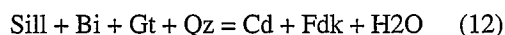
Las reacciones 8 y 8' son semejantes y en ellas la formación de cordierita o granate depende de la relación Fe/Mg de la roca original y/o de las condiciones de presión durante su formación.

Evolución retrometamórfica

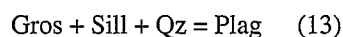
Además de la evolución metamórfica progradada de BP-AT descrita en los apartados anteriores, existen rasgos texturales indicativos de una evolución retrógrada importante. En rocas de grado metamórfico alto con granate es habitual la presencia de bordes reaccionales de cordierita o plagioclasa alrededor del granate (fig. 5). Se ha observado también la presencia de sillimanita prismática rodeando a la corona cordierítica (fig. 8), rasgo indicativo de que la reacción (8') consume todo el cuarzo y gran parte de la biotita existente, quedando aun una parte importante de la sillimanita sin reaccionar.



La presencia de inclusiones de biotita y sillimanita en granos de cordierita indica que la reacción 10 y la 11 se producen simultáneamente. Por tanto, a partir de la suma de las dos reacciones es posible escribir la siguiente reacción univariante (Gil Ibarguchi y Martínez, 1982):



La presencia de bordes reaccionales de plagioclasa alrededor de granate debe ser el resultado de la desestabilización de la molécula grosularia según la reacción:



En rocas con un grado metamórfico inferior, la presencia de nódulos formados por placas desorientadas de moscovita, entre las que se intercalan agujas de sillimanita, es también indicativo de una evolución retrógrada, así como

la presencia de clorita y sericita formadas a partir de la destabilización principalmente de la biotita y la plagioclasa respectivamente.

Quimismo mineral

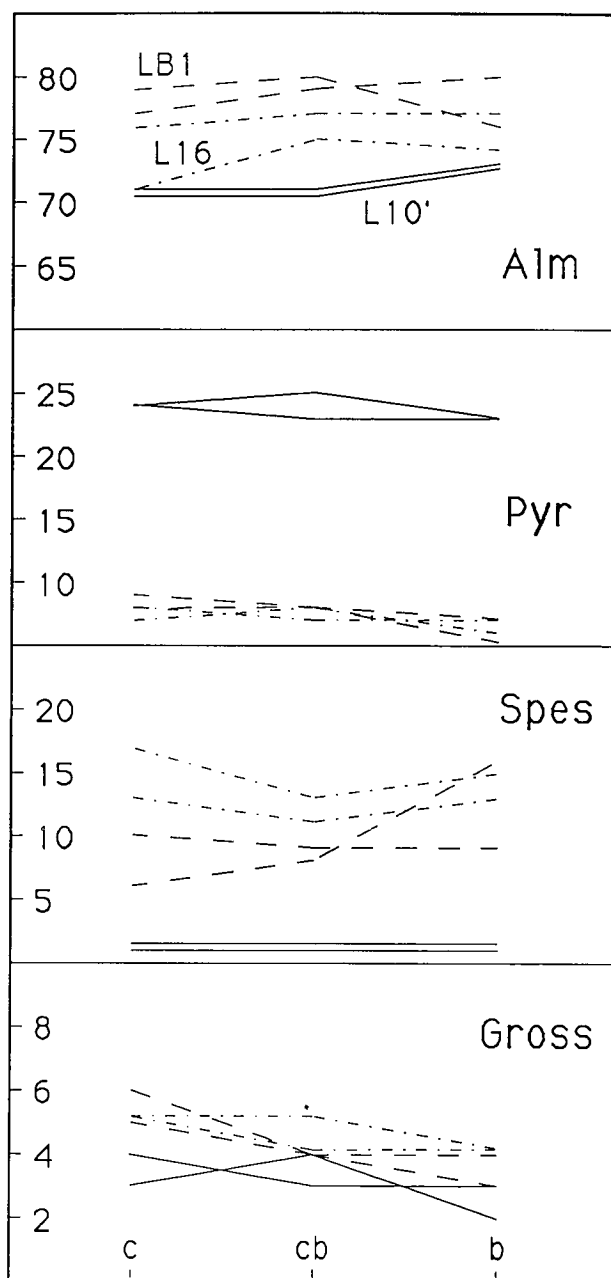
Los análisis químicos de los minerales han sido efectuados en la microsonda electrónica CAMEBAX del Centre de Mésures Physiques de la Universidad de Clermont-Ferrand (Francia), mediante la técnica de dispersión de la longitud de onda. En estos análisis se utilizaron los patrones del BRGM francés y se siguió el procedimiento de correcciones ZAF. El error analítico se puede considerar inferior al 2% para la mayor parte de los elementos mayores (Boivin, 1982).

Los análisis se han realizado sobre varias muestras representativas de cada una de las distintas zonas de alto grado metamórfico. Fundamentalmente, los tipos de roca analizados son los siguientes: (a) migmatitas con textura estromática pertenecientes a la zona sill-fdk, (b) migmatitas de mayor grado metamórfico, con texturas nebulíticas, que se consideran pertenecientes a la zona de transición entre los campos sill-fdk y cd-gt-fdk, (c) resisters o cuerpos no fundidos englobados en la granodiorita cordierítica en los que aparece la asociación cd-gt-fdk y caracterizados por la presencia de bordes reaccionales de cordierita alrededor de los granates y (d) rocas con la asociación mineral gt-dis-bi.

Granate

Teniendo en cuenta los rasgos composicionales y de zonación observados se han diferenciado 2 tipos de granates. Uno es el que aparece formando parte de la asociación gt-dis-bi, mientras que el otro asociado a sill-cd-fdk-bi es el que aparece en migmatitas o en resisters dentro de la granodiorita. Dentro de este último grupo hemos diferenciado los granates con y sin bordes reaccionales de cordierita, para comprobar alguna posible diferencia composicional entre ellos. En la tabla 1 aparecen algunos análisis representativos de cada uno de los tipos diferenciados y en la figura 9 se han esquematizado los perfiles de zonación de algunos granates. Las fórmulas estructurales obtenidas a partir de la media de los análisis químicos, junto a las variaciones composicionales entre los centros y los bordes de los granates pueden resumirse, a modo orientativo, de la siguiente forma: (Ver a pie de pág.)

Granates de la asociación gt-dis-bi. Las diferencias composicionales respecto a los otros granates son muy claras. Destaca el alto porcentaje en el componente piropero (>20%) junto a la casi nula participación del componente espesartítico (1%). El almandino aparece también en proporciones inferiores a la de los demás granates (70-73%) (fig.9). Estos granates no presentan un perfil de zonación



centro —————> borde

Figura 9.—Patrones de zonación centro-borde en los granates de la asociación gt-cd-fdk con bordes reaccionales de cordierita (LB1), sin bordes reaccionales (L16) y en la asociación gt-dis-bi (L10').

bien definido por lo que su composición se puede considerar bastante homogénea. A pesar de esta homogeneidad se ha observado un ligero aumento, con respecto al centro de los granos, de los componentes piropero y grosularia en análisis efectuados en la zona intermedia entre el centro y los bordes de los granos. Este hecho será significativo, co-

	gt sin corona de cd	gt con corona de cd	asociación gt-dis-bi
centro	Alm73Pir7Gros5Esp15	Alm79Pir10Gros4Esp7	Alm70Pir23Gros6Esp1
borde	Alm76Pir6Gros4Esp14	Alm77Pir6Gros3Esp14	Alm75Pir21Gros3Esp1

Tabla 1.—Análisis químicos representativos de granates del NLR. L16: migmatita; L15, LB1: resisters incluidos en la granodiorita cordierítica; L10': asociación gt-dis-bi. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico.

Granate	L15			L16			LB1			L10'		
	núcleo	medio	borde	núcleo	medio	borde	núcleo	medio	borde	núcleo	medio	borde
SiO ₂	36.99	36.69	36.82	36.99	37.05	36.33	36.39	35.68	36.48	38.05	38.60	38.37
TiO ₂	d.l.d.	0.07	d.l.d.	0.11	0.06	0.03	d.l.d.	0.07	0.02	0.05	0.11	0.03
Al ₂ O ₃	20.92	20.80	20.54	20.63	21.10	20.65	21.37	21.19	21.07	21.93	21.66	21.57
Cr ₂ O ₃	d.l.d.	0.02	d.l.d.	0.02	0.02	d.l.d.	0.02	0.03	0.05	0.14	0.08	0.09
FeO	34.13	35.01	35.36	33.33	33.56	34.38	35.43	36.84	35.10	31.98	31.69	32.67
MnO	4.34	4.11	4.08	5.52	4.77	5.62	1.93	2.30	4.62	0.50	0.49	0.65
NiO	0.05	0.03	0.07	0.08	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	0.06	d.l.d.	0.10	d.l.d.
MgO	1.95	1.92	1.63	1.76	1.99	1.53	3.52	2.59	1.48	6.16	5.81	5.69
Na ₂ O	d.l.d.	0.04	d.l.d.	d.l.d.	0.02	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	0.03
K ₂ O	0.02	d.l.d.	d.l.d.	0.01	0.03	0.06	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	0.03
CaO	1.61	1.28	1.50	1.55	1.38	1.40	1.30	1.30	1.10	1.15	1.44	0.86
Total	100.01	99.97	100.00	100.00	99.98	100.00	99.97	100.00	99.99	99.97	99.98	99.99

Número de cationes sobre la base de 12 oxígenos

Si	3.002	2.984	3.001	3.010	3.005	2.963	2.961	2.952	2.995	2.994	3.042	3.032
Al(IV)	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.037	0.039	0.048	0.005	0.006	0.000	0.000
Al(VI)	2.002	1.978	1.973	1.979	2.018	1.950	1.957	1.990	1.992	2.029	2.013	2.009
Ti	0.007	0.004	0.002	0.004	0.004	d.l.d.	0.005	d.l.d.	0.008	0.003	0.006	0.002
Mg	0.235	0.232	0.198	0.213	0.240	0.186	0.268	0.237	0.151	0.723	0.683	0.670
Ca	0.140	0.112	0.131	0.135	0.120	0.123	0.183	0.119	0.092	0.097	0.122	0.073
Mn	0.298	0.283	0.281	0.380	0.328	0.388	0.192	0.238	0.488	0.034	0.033	0.044
Fe	2.317	2.381	2.410	2.267	2.276	2.345	2.380	2.403	2.254	2.102	2.079	2.152
Na	d.l.d.	0.006	d.l.d.	d.l.d.	0.003	d.l.d.	0.005	0.002	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.005
K	0.002	d.l.d.	d.l.d.	0.001	0.003	0.006	d.l.d.	0.001	0.005	0.001	d.l.d.	0.003
Ni	0.003	0.002	0.004	0.005	d.l.d.	d.l.d.	0.004	0.006	d.l.d.	d.l.d.	0.006	d.l.d.
Cr	d.l.d.	0.001	d.l.d.	0.001	0.001	d.l.d.	0.006	0.004	d.l.d.	0.009	0.005	0.006

Tabla 2.—Análisis químicos representativos de cordieritas del NLR. L16 y L25: migmatitas; L15, L10 y LB1: resisters incluidos en la granodiorita cordierítica. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico.

Cordierita	L15		L25		L10		LB1		L16
	corona	matriz	matriz	matriz	matriz	corona	matriz	corona	prox gt
SiO ₂	48.43	48.10	46.40	46.51	47.67	47.79	45.58	46.09	48.33
TiO ₂	d.l.d.	0.06	0.01	d.l.d.	0.03	0.04	0.05	d.l.d.	0.02
Al ₂ O ₃	32.75	32.89	31.95	32.21	32.60	32.42	30.71	32.30	32.78
FeO	13.96	13.46	11.29	11.50	11.71	11.87	13.12	13.52	12.75
MnO	0.39	0.27	0.19	0.34	0.70	0.76	0.47	0.58	0.51
MgO	4.82	4.98	5.59	5.51	5.60	5.44	4.93	4.70	5.26
CaO	0.07	d.l.d.	0.03	0.04	0.03	0.05	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Na ₂ O	0.37	0.24	0.28	0.32	0.25	0.27	0.19	0.21	0.19
K ₂ O	d.l.d.	d.l.d.	0.01	d.l.d.	d.l.d.	0.03	d.l.d.	0.04	0.02
Total	100.81	100.00	95.75	96.44	98.61	98.75	95.11	97.52	99.94

Número de cationes sobre la base de 18 oxígenos

Si	4.995	4.984	4.986	4.936	4.987	4.999	4.987	4.926	5.017
Al(IV)	1.005	1.016	1.014	1.064	1.013	1.001	1.013	1.074	0.983
Al(VI)	2.984	3.009	3.031	2.969	3.008	2.997	2.948	2.996	3.053
Ti	d.l.d.	0.006	d.l.d.	d.l.d.	0.002	0.003	0.004	d.l.d.	0.004
Mg	0.744	0.766	0.897	0.873	0.873	0.848	0.804	0.749	0.821
Ca	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.003	0.006	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Mn	0.031	0.025	0.018	0.031	0.062	0.067	0.044	0.053	0.044
Fe	1.207	1.165	1.014	1.020	1.025	1.038	1.201	1.208	1.109
Na	0.075	0.050	0.062	0.061	0.051	0.055	0.040	0.044	0.038
K	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.004	d.l.d.	0.005	0.003

mo se verá posteriormente, a la hora de establecer el path metamórfico. También se han encontrado indicios de zonación en los bordes de los granates próximos a biotitas, donde se aprecia un enriquecimiento en Fe y disminución de las moléculas de Mg y Ca.

Granates de las zonas sill-fdk y cd-gt-fdk. Estos granates presentan proporciones importantes de los componentes almandino y espesartita (tabla 1) (fig. 9), y un porcentaje muy bajo en el componente piropero. La zonación es evidente en gran parte de los granates analizados y se puede observar un claro aumento en la proporción de los componentes almandino y espesartita y una disminución de piropero hacia los bordes de los granos. La grosularia también muestra una ligera tendencia a disminuir hacia los bordes.

La única diferencia composicional observada entre los granates con bordes reaccionales de cordierita alrededor de los granates (fig. 5) y los que no tienen este tipo de textura, es un aumento de Fe y disminución de Mn en los granates con corona cordierítica.

Estos datos sugieren que los granates de estas zonas metamórficas han alcanzado la homogeneización y el tipo de zonación que presentan está asociado a una evolución descendente de la temperatura, produciéndose una reequilibración entre la composición de los granates y los minerales ferromagnesianos adyacentes, cuyo resultado es el enriquecimiento del núcleo en Mg y Ca, mientras que hacia el borde aumenta la proporción de Fe y normalmente también de Mn.

Cordierita

Normalmente, aparece muy alterada a agregados de grano fino de pinnita y mica blanca, pero cuando se ob-

serva fresca, se obtienen diferencias composicionales netas entre los distintos tipos texturales de cordierita analizados (Tabla 2). La cordierita que aparece rodeando a los granates siempre tiene una proporción mayor de la relación $Fe/(Fe+Mg+Mn)$ que la cordierita de la matriz alejada de minerales ferromagnesianos. A partir de los datos deducidos de la suma total de los minerales analizados y teniendo en cuenta que el número total de cationes se aproxima al valor teórico de 11 sobre la base de 18 oxígenos, se han supuesto proporciones de H₂O desde el 4% hasta condiciones totalmente anhidras para las cordieritas relacionadas con las asociaciones que originan los resultados geotermométricos más elevados.

Biotita

Su fórmula estructural se ha calculado en base a 22 oxígenos, diferenciándose los porcentajes de Fe²⁺ y Fe³⁺ por el método de Bruijn et al. (1983). El contenido de Fe²⁺ varía entre 2.4 y 2.9 cationes por fórmula unitaria en biotitas de las zonas sill-fdk y cd-fdk-gt, mientras que las biotitas de la asociación gt-dis-bi presentan contenidos inferiores que oscilan entre 1.3 y 1.7 cationes por fórmula unidad (Tabla 3). El número de cationes Fe³⁺ no sobrepasa nunca el límite de 0.3 cationes. La relación $Mg/(Mg+Fe)$ en biotitas en las asociaciones de BP-AT oscila entre 0.28 y 0.40, con los valores más altos relacionados con las biotitas incluidas en los granates, mientras que la asociación gt-dis-bi presenta relaciones bastante más altas (0.64-0.71). El contenido en titanio es elevado en las biotitas de las dos asociaciones diferenciadas y puede alcanzar proporciones de hasta 0.52 cationes por fórmula unitaria. Por su parte, el contenido de AlVI desciende al

Tabla 3.— Análisis químicos representativos de biotitas del NLR. L16 y L25: migmatitas; L15 y L10: resisters incluidos en la granodiorita cordierítica; L10': asociación gt-dis-bi. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico

Biotita	L16		L15		L25/L10		L10		L10'	
	inclusión	matriz	inclusión	matriz	inclusión	matriz	inclusión	matriz	borde	centro
SiO ₂	35.84	34.77	35.45	34.28	34.14	32.91	36.25	35.34	38.16	37.97
TiO ₂	2.90	3.17	2.34	3.54	4.03	3.69	3.07	3.35	3.29	4.62
Al ₂ O ₃	20.88	20.27	21.40	20.10	19.37	19.41	20.35	19.30	16.48	16.14
FeO	20.05	23.66	24.38	23.25	22.26	20.77	21.40	20.66	10.85	13.12
MnO	0.12	0.25	0.19	0.23	0.18	0.56	0.10	0.10	0.03	0.02
MgO	7.47	5.47	5.16	5.82	5.93	6.87	7.02	6.96	14.56	13.21
CaO	d.l.d.	0.08	0.03	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.35	0.15	0.02	d.l.d.
Na ₂ O	0.16	0.28	0.31	0.29	0.23	0.48	0.29	0.36	0.11	0.10
K ₂ O	9.02	9.14	9.43	9.44	9.73	9.87	8.77	9.09	9.66	10.05
Total	96.66	97.43	98.93	97.42	96.13	94.75	97.80	95.53	93.28	95.61
Número de cationes sobre la base de 22 oxígenos										
Si	5.357	5.269	5.290	5.223	5.251	5.138	5.060	5.383	5.686	5.608
Al(IV)	2.643	2.731	2.710	2.777	2.749	2.862	2.940	2.617	2.314	2.392
Al(VI)	1.036	0.891	1.055	0.823	0.763	0.710	0.935	0.848	0.581	0.418
Ti	0.326	0.361	0.263	0.404	0.466	0.433	0.240	0.384	0.369	0.513
Mg	1.664	1.235	1.148	1.318	1.359	1.598	1.514	1.580	3.233	2.908
Mn	0.015	0.032	0.024	0.030	0.023	0.074	0.028	0.013	0.004	0.003
Fe	2.506	2.997	3.041	2.953	2.862	2.711	3.288	2.631	1.352	1.655
Ca	d.l.d.	0.013	0.005	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.024	0.003	d.l.d.
Na	0.046	0.082	0.090	0.085	0.069	0.145	0.009	0.106	0.032	0.029
K	1.720	1.767	1.795	1.830	1.909	1.966	1.179	1.766	1.836	1.894

Tabla 4.—Análisis químicos representativos de plagioclasas del NLR. L16: migmatitas; L15, LB1 y 27: resisters incluidos en la granodiorita cordierítica; L10': asociación gt-dis-bi. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico.

Plagioclasea	LB1		L10'		27		L15		L16
	centro	borde	centro	borde	centro	borde	centro	centro	centro
SiO ₂	57.39	56.92	62.64	63.19	63.06	59.22	59.79	58.90	57.87
TiO ₂	0.01	0.10	d.l.d.	0.09	d.l.d.	0.05	0.06	0.01	d.l.d.
Al ₂ O ₃	27.22	27.08	23.71	23.54	26.87	26.51	25.24	25.16	26.60
Cr ₂ O ₃	d.l.d.	d.l.d.	0.04	0.05	0.04	d.l.d.	d.l.d.	0.27	0.04
FeO	0.06	0.04	d.l.d.	0.04	0.66	0.07	1.35	0.03	0.02
MnO	0.01	0.01	d.l.d.	0.02	d.l.d.	d.l.d.	0.07	0.03	0.01
NiO	0.01	0.01	0.09	0.03	0.03	0.02	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
MgO	0.02	d.l.d.	0.03	0.04	0.27	0.01	0.37	0.26	0.02
Na ₂ O	6.40	6.42	8.17	8.68	4.38	6.72	6.71	7.16	6.43
K ₂ O	0.15	0.17	0.17	0.23	1.50	0.18	0.81	0.33	0.13
CaO	8.72	9.24	4.61	4.49	3.19	7.21	4.87	7.02	8.39
Total	99.99	99.99	99.46	100.40	100.00	99.99	99.27	99.17	99.51

Número de cationes sobre la base de 8 oxígenos

Si	2.573	2.562	2.779	2.782	2.753	2.634	2.683	2.651	2.598
Al	1.438	1.429	1.240	1.222	1.383	1.390	1.335	1.335	1.408
Ti	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.003	d.l.d.	0.002	0.002	d.l.d.	d.l.d.
Cr	d.l.d.	d.l.d.	0.001	0.002	0.001	0.371	d.l.d.	0.010	0.001
Fe	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.001	0.024	0.003	0.051	0.001	0.001
Mn	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.001	d.l.d.	0.371	0.003	0.001	d.l.d.
Mg	d.l.d.	d.l.d.	0.002	0.003	0.017	0.001	0.025	0.017	0.001
Ni	d.l.d.	d.l.d.	0.003	0.001	0.001	0.001	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Ca	0.417	0.438	0.219	0.212	0.149	0.344	0.234	0.339	0.404
Na	0.562	0.562	0.703	0.741	0.371	0.579	0.584	0.625	0.560
K	0.010	0.011	0.010	0.013	0.084	0.010	0.046	0.019	0.005

Tabla 5.—Análisis químicos representativos de moscovitas del NLR. L25: migmatitas; 27: resisters incluidos en la granodiorita cordierítica; LA58, LA16: moscovitas de la zona sill-ms. d.l.d.: por debajo del límite de detección analítico.

Moscovita	L25		27		LA58		LA16	
SiO ₂	44.60	46.46	48.85	49.71	47.55	51.36	46.99	46.21
TiO ₂	d.l.d.	0.06	0.03	0.10	0.41	0.39	1.56	0.40
Al ₂ O ₃	35.77	37.02	38.51	32.37	33.46	32.20	36.20	36.95
Cr ₂ O ₃	0.01	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.04	d.l.d.	0.05	d.l.d.
FeO	1.43	1.23	1.23	3.09	2.88	2.64	0.92	1.04
MnO	0.05	0.03	d.l.d.	0.16	0.02	0.04	d.l.d.	0.04
NiO	d.l.d.	d.l.d.	0.04	0.07	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
MgO	0.47	0.52	0.58	1.91	1.00	1.75	0.49	0.53
Na ₂ O	0.87	0.59	1.18	0.42	0.63	0.59	0.39	0.58
K ₂ O	10.20	9.29	8.44	10.01	7.99	8.09	8.71	10.64
CaO	d.l.d.	0.03	0.06	0.05	0.08	d.l.d.	d.l.d.	0.01
Total	93.40	95.23	98.92	97.89	94.06	97.06	95.31	96.40

Número de cationes sobre la base de 8 oxígenos

Si	3.025	3.038	3.058	3.192	3.132	3.263	3.056	3.024
AlIV	0.983	0.974	0.957	0.815	0.876	0.745	0.952	0.987
AlVI	1.873	1.889	1.885	1.632	1.724	1.675	1.823	1.879
Ti	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.023	0.020	0.080	0.023
Cr	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Fe3+	0.081	0.074	0.063	0.172	0.162	0.143	0.057	0.063
Fe2+	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.
Mn	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.011	d.l.d.	d.l.d.	0.003	0.001
Mg	0.053	0.057	0.059	0.182	0.107	0.172	0.052	0.057
Ni	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.001	d.l.d.	0.005	0.003
Ca	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	d.l.d.	0.016	d.l.d.	d.l.d.	0.002
Na	0.114	0.073	0.146	0.056	0.084	0.076	0.056	0.076
K	0.883	0.774	0.674	0.823	0.673	0.664	0.725	0.895

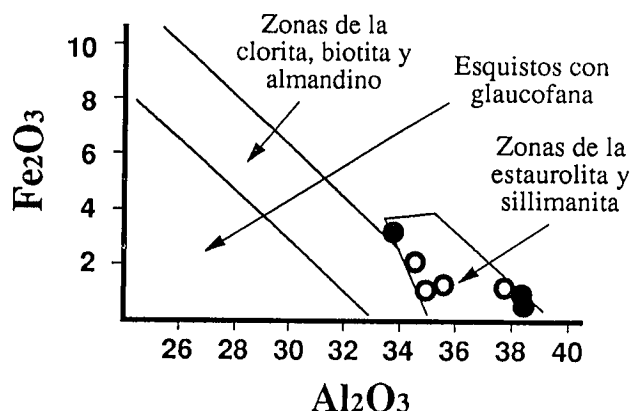


Figura 10. Proyecciones en el diagrama $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3$ de Miyashiro (1973) de las composiciones de las micas blancas relictas de las migmatitas y micas blancas secundarias de los resisters granodioríticos del núcleo metamórfico de Lora el Río. Círculos abiertos micas relictas y círculos negros micas secundarias.

aumentar el de Ti. A pesar de estas características generales comunes, es de destacar la heterogeneidad composicional existente entre las biotitas, que puede quedar justificada por la acción de una difusión intracristalina que actúe sobre los distintos granos en proporciones diferentes.

Plagioclasa

También se han observado diferencias entre las composiciones de las plagioclasas en la asociación gt-dis-bi y las plagioclasas que forman parte de las migmatitas y resisters del granitoide anatóctico (Tabla 4). Las primeras tienen una composición más albítica ($\text{Ab}_{77}\text{An}_{23}$), mientras que las segundas tienen composiciones pertenecientes al campo de la andesina ($\text{Ab}_{70}\text{An}_{30}\text{-Ab}_{56}\text{An}_{44}$). Las composiciones con mayores proporciones en el componente anortítico corresponden a las plagioclasas próximas a granates, pudiendo haber actuado la reacción 13. El porcentaje molecular del Fdk es normalmente muy bajo (menor del 2%), correspondiendo la composición de las plagioclasas a soluciones albita-anortita prácticamente ideales, aunque a veces, el Fdk puede alcanzar porcentajes moleculares de hasta un 5%.

Moscovita

Las micas blancas tienen una composición predominantemente fengítica con relaciones Mg/Fe entre 0.57 y 0.63, pudiendo alcanzar la celadonita proporciones de hasta el 13% (tabla 5). En el diagrama $\text{FeO(t)-Al}_2\text{O}_3$ de Miyashiro (1973) (fig. 10), la representación de la moscovita cae dentro del campo correspondiente a las zonas de la estaurilita y la sillimanita. La posición estructural de índice de coordinación más elevado está ocupada principalmente por el K, existiendo proporciones entre 6 y 9% de componente paragonítico en solución sólida. La mayoría de las moscovitas analizadas tienen un carácter secundario evidente, siendo difícil encontrar moscovitas primarias relictas en estas rocas de alto grado metamórfico.

Geotermobarometría

Los geotermo-barómetros que se han utilizado para calcular las condiciones de temperatura y presión de equilibrio para las asociaciones minerales presentes en las rocas analizadas incluyen diversas calibraciones de los geotermómetros granate-biotita y granate-cordierita, y de los geobarómetros granate-plagioclase-cuarzo-silicatos aluminicos y granate-plagioclase-biotita-moscovita. Para el cálculo de las condiciones de presión y temperatura se han asumido las consideraciones siguientes: (a) las asociaciones analizadas están en equilibrio, tal y como se deduce de sus relaciones texturales y de la utilización del programa informático basado en los criterios termodinámicos de Berman (1988); (b) el estudio petrográfico y de química mineral sugiere que la asociación gt-dis-bi se forma en una primera fase metamórfica de presiones intermedias que con posterioridad ha sido poco afectada por la fase metamórfica de BP-AT predominante en el NLR, sufriendo solamente ligeros procesos retrorretrometamórficos que afectan a la composición de los bordes de los granos. Todas las demás asociaciones minerales encontradas están afectadas por la segunda fase de metamorfismo que causa la homogeneización de los granates a temperaturas superiores a los 650°C como sugieren Thompson y Tracy (1979) y Loomis (1986). Posteriormente, estos granates sufren una evolución retrógrada importante que origina los perfiles de zonación que actualmente presentan, enriquecimiento de Fe y Mn y empobrecimiento de Mg y Ca hacia los bordes; (c) por tanto, a partir de la asociación gt-dis-bi obtendremos las condiciones termobáricas de la primera fase metamórfica y utilizando las ligeras zonaciones que presentan estos granates se puede deducir parte de su evolución, tanto prograda como retrógrada; (d) de la segunda fase metamórfica y a partir de las muestras analizadas, sólo se puede deducir, a partir de la zonación de los granates, la evolución retrógrada desde condiciones termobáricas cercanas con toda probabilidad al pico térmico. La evolución de la presión y de la temperatura en estas rocas, se ha deducido teniendo en cuenta las siguientes consideraciones sobre las fases en equilibrio analizadas: los análisis de centros de granates y de biotitas y plagioclasas incluidas en éstos permiten obtener las condiciones de mayor presión; a partir de los centros de los granates y cordieritas, plagioclasas y biotitas de la matriz alejadas de minerales ferromagnesianos, se obtienen temperaturas superiores pero presiones bastante inferiores que se consideran propias de una fase de reequilibración durante una etapa más o menos tardía de desmantelamiento cortical; de la composición de los bordes de los granates y minerales adyacentes, con los que se pueden verificar intercambios iónicos, se obtendrán las condiciones de las últimas fases de reequilibración. (e) se han asumido unos márgenes de error para los cálculos geotermobarométricos de $\pm 50^\circ\text{C}$ para las temperaturas y $\pm 1\text{ kb}$ para las presiones, respectivamente, siguiendo las indicaciones y propuestas de Essene (1989); (f) los datos que se ofrecen a continuación son el resultado de un proceso iterativo de cálculo, entre las presiones y temperaturas que se obtienen con el uso de calibraciones ampliamente aceptadas de los geotermómetros y geobarómetros señalados previamente.

Tabla 6.— Temperaturas calculadas con los geotermómetros granate-cordierita (gt-cd) y granate-biotita (gt-bi) para presiones de 5 kb. Muestras: L16 y L25, migmatitas; L10 y LB1, resisters incluidos en la granodiorita; L10', asociación gt-dis-bi. Tipos de pares geotermométricos: i, biotitas incluidas en granates y centro de éstos; c, centros de granates y biotitas y cordieritas de la matriz; bc, zona intermedia entre centros y bordes de los granates y biotitas y cordieritas de la matriz; b, borde de los granates y biotitas y cordieritas adyacentes. Calibraciones geotermométricas: Th, Thompson (1976); HL, Holdaway y Lee (1977); PL, Perchuk y Lavrent'eva, (1983); Bh, Bhattacharya *et al.* (1988); FS, Ferry y Spear (1978); GS, Ganguly y Saxena (1984); Ho, Hoinkes (1986); HR, Hodges y Royden (1984).

Temperaturas en °C a presiones de 5 kb											
Muestra	tipo de análisis	gt-cd				gt-bi					
		Th	HL	PL	Bh	HL	FS	GS	Ho	PL	HR
L16	c	670	651	656	644	640	672	736	669	640	691
L16	b	623	611	616	607	598	607	677	652	606	623
L16	i					530	508	559	661	550	525
L16	bc	755	722	728	689	670	722	770	652	664	740
LB1	c	774	734	744	699	709	785	818	690	693	810
LB1	b	624	612	616	589	519	493	570	631	541	505
LB1	bc	728	700	705	666	670	721	748	651	664	737
L25	c	763	729	735	724	660	705	704	722	656	736
L25	b	576	571	575	581	521	495	543	624	542	505
L25	i					619	640	673	661	623	658
L10	c	715	689	695	684	651	689	738	625	648	701
L10	b	629	616	621	617	577	576	641	645	589	591
L10	bc	641	627	632	636	643	676	731	639	642	690
L10	i					570	565	608	625	583	577
L10'	c					596	604	448	645	604	619
L10'	b					513	484	358	633	536	497
L10'	bc					608	622	450	632	614	635

Geotermómetro granate-biotita

Con la finalidad de obtener una perspectiva general de las diferencias en temperatura que producen las distintas calibraciones, se han utilizado las propuestas de Holdaway y Lee (1977), Ferry y Spear (1978), Perchuk y Lavrent'eva (1983), Hodges y Royden (1984), Ganguly y Saxena (1984) y Hoinkes (1986). El uso de las cuatro primeras calibraciones ofrece un conjunto homogéneo de temperaturas que se ajusta perfectamente a las temperaturas que se pueden deducir cualitativamente de las texturas y asociaciones minerales observadas (Tabla 6). El geotermómetro de Hoinkes (1986) aporta temperaturas con una variabilidad mínima entre los resultados obtenidos a partir del centro y del borde de los granates, aspecto que está en desacuerdo con todas las demás calibraciones. Por otra parte, la calibración de Ganguly y Saxena (1984), proporciona unas temperaturas excesivamente altas, en conflicto con las que cabe esperar a la vista de las asociaciones minerales presentes. Siguiendo las tendencias actuales en cuanto a la utilización de los geotermómetros granate-biotita, se han seguido las calibraciones de: Holdaway y Lee (1977), Ferry y Spear (1978) y Perchuk y Lavrent'eva (1983).

Para las asociaciones gt-dis-bi se obtienen temperaturas que aumentan ligeramente utilizando análisis que van desde el centro de los granates ($568 \pm 50^\circ\text{C}$) hacia la zona media entre los centros y los bordes ($591 \pm 50^\circ\text{C}$). Utilizando análisis de bordes de granates y biotitas adyacentes se obtienen temperaturas correspondientes al proceso retrógrado ($471 \pm 50^\circ\text{C}$). Estas temperaturas corroboran la idea previamente mencionada de la no homogeneización

de los granates que por tanto, preservan parte de las condiciones de la primera fase de metamorfismo.

En las asociaciones minerales de BP-AT se observan diferencias de temperatura notables al utilizar distintas asociaciones en equilibrio. La temperatura media obtenida utilizando la asociación cd-gt-fdk, a partir de biotitas incluidas en granates y centros de éstos es de $632 \pm 50^\circ\text{C}$; al utilizar análisis de centros de granates y biotitas de la matriz se obtienen temperaturas superiores de alrededor de $725 \pm 50^\circ\text{C}$; con el uso de análisis de bordes de granates y biotitas adyacentes la temperatura media resultante es de $541 \pm 50^\circ\text{C}$. De estos resultados se deduce una primera fase evolutiva con temperaturas ascendentes, que posteriormente desarrolla una etapa de descenso importante de la temperatura durante la fase retrógrada. Las asociaciones en rocas migmatíticas dan temperaturas algo inferiores (50°C aprox.) a las obtenidas a partir de los resisters granodioríticos, aunque la evolución de la temperatura es común a todas ellas. No se puede asegurar que las temperaturas más altas obtenidas correspondan al pico térmico, sólo son las más altas conservadas pero es probable que estén cerca de éste debido a que alguno de los granates analizados puede conservar en su núcleo la composición original sin estar afectada por el retrometamorfismo.

Geotermómetro granate-cordierita

Las calibraciones utilizadas en los cálculos han sido las de Thompson (1976), Holdaway y Lee (1977), Perchuk y Lavrent'eva (1983) y Bhattacharya *et al.* (1988). Todos

Tabla 7.— Presiones calculadas con los geobarómetros granate-plagioclasa-biotita-moscovita (gt-pl-bi-ms) y granate-plagioclasa-silicato aluminico-cuarzo (gt-plag-sill/dis-qz) para temperaturas de 700 °C. Muestras: L16, migmatitas; L15, LB1 y 27, resisters incluidos en la granodiorita; L10', asociación gt-dis-bi. Tipos de asociaciones geobarométricas i, c, bc y b como en la Tabla 5. Calibraciones geobarométricas utilizadas: HS, Hodges and Spear (1982); HC, Hodges y Crowley (1985); AE, Ashworth y Evirgen (1985); PH, Powell y Holland (1988); KN, Koziol y Newton (1989); Gh, Ghent (1976); NH, Newton y Haselton (1981).

Presiones en kb a temperaturas de 700 °C										
Muestra	Tipo de análisis	gr-pl-bi-ms					gt-pl-sill-qz			
		HS	HC	AE	PH	KN	Gh	NH	PH	KN
L16	i	5.7	3.6	5.0	5.5	5.9				
L16	c	5.3	3.2	5.0	5.3	5.7	4.5	4.8	5.2	4.9
L16	bc	4.9	2.9	4.5	4.9	5.3	3.9	4.2	4.5	4.3
L16	b	4.7	2.6	4.3	4.7	5.2	3.7	4.0	4.3	4.0
LB1	c	5.7	4.4	4.9	6.3	6.7	5.5	5.9	5.3	6.0
LB1	bc	4.6	3.4	4.5	4.7	5.2	3.7	4.0	4.4	4.1
LB1	b	2.8	2.1	3.2	3.5	4.0	2.3	2.6	2.9	2.5
27	c	5.9	4.6	5.0	6.5	6.9				
27	b	4.1	3.1	4.2	4.6	5.0				
L15	c						5.3	5.6	6.0	5.7
L15	bc						4.2	4.5	4.9	4.6
L15	b						4.2	4.5	4.8	4.4
L10'	c						5.9	7.0	7.7	7.8
L10'	bc						6.8	7.8	8.4	8.5
L10'	b						4.3	5.5	6.3	6.3

los datos obtenidos se encuadran en un intervalo relativamente reducido de temperaturas, pero se han seguido las dos más modernas por considerarlas como las más consistentes y elaboradas. Los resultados obtenidos a partir de la media de estas dos calibraciones se exponen a continuación (ver Tabla 6).

Este geotermómetro sólo proporciona datos de la segunda fase de metamorfismo (BP-AT), a los que se asocia la formación de cordierita, y concuerdan perfectamente con los obtenidos con el geotermómetro gt-bi. Utilizando análisis de centros de granates, que no presentan bordes reaccionales de cordierita que hayan podido afectar directamente durante el reequilibrio iónico a la composición de éste, y cordieritas de la matriz alejadas de minerales ferromagnesianos se obtiene una temperatura media de $743 \pm 50^\circ\text{C}$. Al utilizar la composición de los bordes del granate y de las coronas cordieríticas formadas a su alrededor, la temperatura retrógrada media obtenida es de $582 \pm 50^\circ\text{C}$. Las temperaturas obtenidas para los resisters de la granodiorita son también ligeramente superiores a las obtenidas en rocas migmatíticas.

Geobarómetro granate-plagioclasa-sillimanita/distena-cuarzo

Las cuatro calibraciones utilizadas de este geobarómetro son las de Ghent (1976), Newton y Haselton (1981), Powell y Holland (1988) y Koziol y Newton (1989), que permiten calcular presiones congruentes con las texturas y asociaciones minerales observadas en el estudio mineralógico-petrográfico. Las dos calibraciones más modernas han aportado un mayor refinamiento, en base a la mejora y mayor cantidad de datos termodinámicos y analíticos, por lo que se han utilizado preferentemente (Tabla 7).

Para la asociación gt-dis-bi se han obtenido presiones medias de 8.4 ± 1 kb utilizando análisis de los centros de granates y plagioclasas, que descienden hasta los 6.3 ± 1 kb al utilizar la composición de los bordes de los minerales. Esta evolución retrógrada se obtiene únicamente a partir de análisis realizados muy cerca de los bordes. Es de destacar que en algunos granates se han obtenido las presiones más altas a partir de análisis realizados en la zona intermedia, entre el centro y los bordes, y puede ser indicativo de una fase progradada del metamorfismo.

Las asociaciones de BP-AT marcan un descenso apreciable y continuo de presiones desde los 6.1 ± 1 kb de media obtenidos con los análisis de los centros de los minerales, hasta los 3.2 ± 1 kb obtenidos con los bordes de los granates y plagioclasas adyacentes. En muchos casos este descenso de la presión corresponde al periodo entre la homogeneización de los granates y las últimas fases retrógradas del metamorfismo.

Geobarómetro granate-plagioclasa-moscovita-biotita

Las calibraciones utilizadas han sido las siguientes: Hodges y Spear (1982), Hodges y Crowley (1985), Ashworth y Evirgen (1985), Powell y Holland (1988), y Koziol y Newton (1989). De ellas se han seguido preferentemente para los cálculos las dos calibraciones más modernas, debido a su amplia aceptación en artículos recientes y a la congruencia de sus resultados con los obtenidos hasta el momento. Las diferencias existentes entre ambas calibraciones no sobrepasan nunca los 0.5 kb (Tabla 7).

La evolución de P y T señalada anteriormente con el uso de los otros geotermobarómetros queda muy bien definida en los resultados obtenidos con este geobarómetro. En los resisters de la granodiorita no se han encontrado

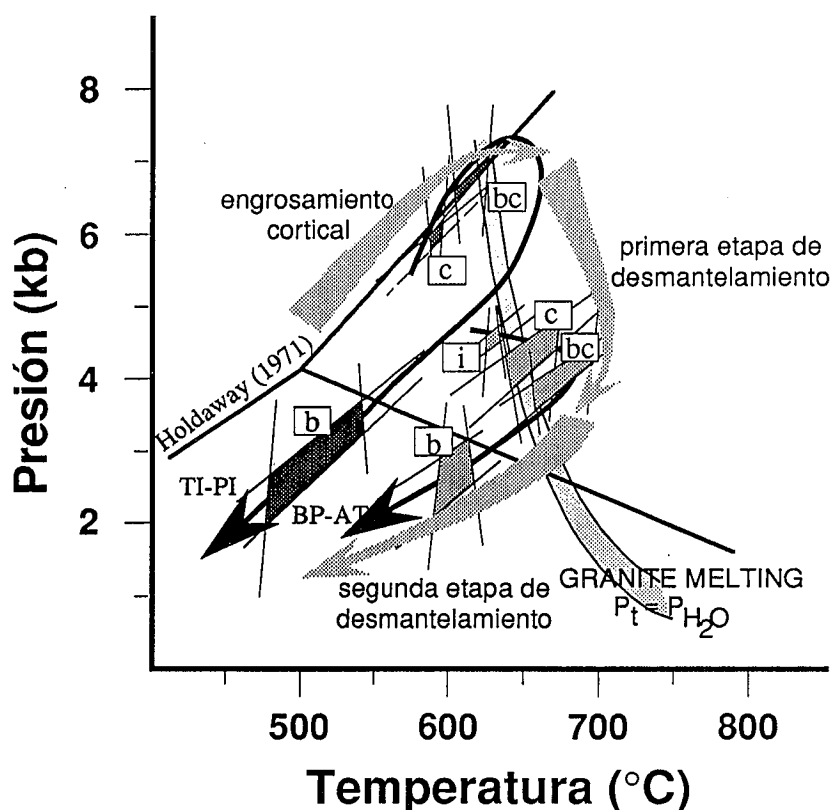


Figura 11.— Evolución metamórfica P-T deducida a partir de la asociación gt-dis-bi (PI-TI) y de la asociación gt-cd-fdk (BP-AT). Los límites de temperatura son deducidos a partir del geotermómetro gt-bi (Perchuck y Lavrent'eva; 1983) y los de presión con los geobarómetros gt-pl-silAl-qz (Powell y Holland; 1988) y gt-pl-ms-bi (Powell y Holland; 1988). Siglas i, c, bc y b como en la tabla 5. Con punteado fino se ha dibujado la trayectoria metamórfica general deducida para el NLR, en la que se diferencian tres etapas (ver texto).

moscovitas primarias, lo cual sólo permite deducir las condiciones de presión asociadas al desmantelamiento cortical que oscilan entre los 3.4 ± 1 kb y los 6.3 ± 1 kb de media, obtenidos con los análisis de asociaciones minerales en equilibrio con bordes y centros de granates respectivamente. En rocas migmatíticas si se han encontrado algunas moscovitas relictas, que junto a análisis de centros de granates y biotitas y plagioclasas de la matriz dan resultados de 5.6 ± 1 kb. Estas presiones son inferiores a las obtenidas en los resisters utilizando asociaciones reequilibradas durante el periodo de descenso de la presión, lo que sugiere la existencia de presiones superiores en las zonas más internas del núcleo, donde se origina la granodiorita cordierítica, que en las otras zonas migmatíticas, o que las moscovitas relictas no se encuentran en equilibrio. Es de destacar que los resultados obtenidos utilizando análisis de biotitas y plagioclasas incluidas en granates proporcionan siempre las condiciones barométricas más altas (6.1 ± 1 kb en migmatitas).

A la vista de los resultados obtenidos, queda clara la diferenciación entre una primera etapa de tipo Barroviense, de presiones y temperaturas intermedias, y una segunda fase predominante, de BP-AT. La evolución de la primera fase se ha deducido a partir de las ligeras zonaciones que presentan los granates de la asociación gt-dis-bi y de los resultados obtenidos a partir de análisis de centros de granates que no han sufrido homogeneización a temperaturas superiores a los 650°C y que por tanto conservan composiciones correspondientes a la primera fase metamórfica. La evolución de la segunda etapa, se ha deducido principalmente a partir de las zonaciones producidas en los granates, generalmente con posterioridad a la homogeneización composicional de éstos, que aparecen en las migmatitas y resisters granodioríticos. Esta evolución es

la que se ha intentado reflejar en el path metamórfico de la figura 11.

En la figura 11 aparecen dibujadas las evoluciones deducidas, para asociaciones minerales con gt-dis-bi (TI-PI) y con gt-cd-fdk (BP-AT), a partir de los criterios comentados previamente. De las evoluciones individuales deducidas para cada asociación se obtiene una trayectoria metamórfica general para el NLR (flechas punteadas). Esta trayectoria se divide en tres etapas bien diferenciadas. La primera etapa, con aumento en las condiciones de presión y temperatura, sugiere la existencia de un engrosamiento cortical con el que se relacionan la primera fase de deformación y metamorfismo. Posteriormente, se ha diferenciado una primera etapa de desmantelamiento con un descenso acentuado de la presión y ligero aumento de la temperatura, que origina el amplio desarrollo de las migmatitas y el material anatético producido por la segunda fase de metamorfismo. Durante este periodo actúa la segunda fase de deformación, de carácter distensivo, que contribuye al desmantelamiento y exhumación del NLR. La segunda etapa de desmantelamiento está relacionada preferentemente con un descenso importante de la temperatura que afecta a ambas fases metamórficas.

8. Discusión y conclusiones

El metamorfismo del Núcleo de Lora del Río está caracterizado por la existencia de una primera fase de presiones y temperaturas intermedias ($590 \pm 50^\circ\text{C}$ y 8.4 ± 1 kb), posteriormente afectada por un metamorfismo de bajas presiones y altas temperaturas ($720 \pm 50^\circ\text{C}$ y 5.0 ± 1 kb) que destruye casi todos los rasgos diferenciales de la primera fase.

El path metamórfico deducido (fig. 11), se ha dividido en tres partes claramente diferenciadas. La etapa progradada del metamorfismo de presión y temperatura intermedia se relaciona con un engrosamiento cortical simultáneo a la primera fase de deformación de carácter compresivo. La segunda etapa, caracterizada por una descompresión importante asociada a un aumento de la temperatura apreciable, es la predominante en el núcleo metamórfico y la que origina la zonación metamórfica que se muestra en la figura 1. Esta etapa está asociada a un periodo distensivo (D2), puesto por primera vez de manifiesto en la zona, que origina junto a los procesos de reequilibración isostática una primer episodio rápido de desmantelamiento cortical. Los accidentes normales que actualmente limitan el núcleo están relacionados con esta etapa distensiva. Finalmente, se ha diferenciado una tercera etapa, con un descenso más acentuado de la temperatura que de la presión, relacionada con la continuidad del proceso de desmantelamiento pero a un ritmo mucho más lento

Bibliografía

- Althaus, E., Karotke, E., Nitsch, K. H. y Winkler, H. G. F. (1960): An experimental reexamination of the upper stability limit of muscovite plus quartz. *N.Jb.B.Mineral.*, 7: 325-336.
- Arriola, A. y Garrote, A. (1980): Nuevos datos sobre la geología del núcleo metamórfico de Lora del Río (Sevilla). Sierra Morena. In: 1a Reunión sobre la geología de Ossa-Morena. *Temas Geológico-Mineros*, 43-52.
- Arriola, A. y Eguiluz, L. (1983): Migmatitas de Lora del Río (Sevilla): Estructurología y deformación. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69: 259-263.
- Arriola, A. y Garrote, A. (1984): Nuevos datos sobre la geología del núcleo metamórfico de Lora del Río (Sevilla), Sierra Morena. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 8: 45-51.
- Ashworth, J. R. y Evirgen, M. M. (1985): Plagioclase relations in pelites, Central Menderes Massif, Turkey; II, perturbation of garnet-plagioclase geobarometers. *Jour. Met. Geol.*, 3: 219-229.
- Bard, J. P. (1969): *Le Metamorphisme régional progressif des Sierras d'Arcena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique*. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 397 p.
- Berman, R. G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{TiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$. *Jour. Petrol.*, 29: 445-522.
- Bhattacharya, A., Mazumbar, A. C. y Sen, S. K. (1988): Fe-Mg mixing in cordierite: Constraints from natural data and implications for cordierite-garnet geothermometry in granulites. *Am. Mineral.*, 73: 338-344.
- Blumel, P. y Schreyer, W. (1976): Phase relations and psammitic gneisses of the sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria. *Jour. Petrol.*, 18: 431-459.
- Boivin, P. (1982): *Interactions entre magmas basaltiques et Manteau Supérieur*. Thesis Univ. Clermont-Ferrand, 344p.
- Bruin, H. de, Van der Westhuizen, W. A. y Schoch, A. E. (1983): The estimation of FeO, F and H_2O^+ by regression in microprobe analyses of natural biotite. *Jour. Trace and Microprobe Tech.*, 1: 399-413.
- Brun, J. P. y Martin, H. (1978): Relations métamorphisme-déformation au cours de l'évolution dynamique d'un dome migmatitique: le massif de Saint Malo (France). *Bull. Soc. Geol. France*, 7: 91-101.
- Contreras, F. y Perez, H. (1992): Los macizos de Lora y Ventas Quemadas, entorno geológico-estructural y mecanismo genético común. *Publ. Mus. Geol. Extremadura*, 2: 58.
- Eguiluz, L., Abalos, B. y Ramón-Lluch, R. (1990): El cabalgamiento de Monesterio (Zona de Ossa-Morena). Microestructuras e implicaciones geodinámicas. *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 15: 61-78.
- Eguiluz, L., Abalos, B., Apraiz, A. y Martínez-Torres, L. M. (1992): El núcleo de Valuengo: correlación e implicaciones en la interpretación geodinámica de la Zona de Ossa-Morena. *Publ. Mus. Geol. Extremadura*, 2: 67.
- Essene, E. J. (1989): The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. In: *Evolution of metamorphic belts* (J. S. Dayly, R. A. Cliff and B. W. D. Yardley, Eds.). *Geol. Soc. Spec. Publ.* n.º 43: 1-44.
- Fabriès, J. (1963): *Les formations cristallines et métamorphiques du Nord-Est de la Province de Seville (Espagne). Essai sur le métamorphisme des roches éruptives basiques*. Thèse Université de Nancy, 267p.
- Ferry, J. M. y Spear, F. S. (1978): Experimental calibration of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66: 113-117.
- Fricke, W. (1941): *Die geologie des grenzgebietes zwischen nordstlicher Sierra Morena und Extremadura*. Tesis Universidad de Berlín, 91 p.
- Ganguly, J. y Saxena, S. K. (1984): Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data and applications for geothermobarometry. *Amer. Mineral.*, 69: 88-98.
- Ghent, E. D. (1976): Plagioclase-Garnet- Al_2SiO_5 -Quartz: a potential geobarometer-geothermometer. *Amer. Mineral.*, 61: 710-714.
- Ghent, E. D. y Stout, M. Z. (1981): Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76: 92-97.
- Gil Ibarguchi, J. I. y Martínez, F. J. (1982): Petrology of garnet-cordierite-sillimanite gneisses from El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80: 14-24.
- González del Tánago, J. y Peinado, M. (1990): Contribución al estudio del metamorfismo de Sierra Albarrana (Z.O.M., Córdoba, España). *Bol. Geol. Min.*, 101: 678-700.
- González del Tánago, J. y Arenas, R. (1991): Anfibolitas granatíferas de Sierra Albarrana (Córdoba). Termobarometría e implicaciones para el desarrollo del metamorfismo regional. *Rev. Soc. Geol. España*, 4: 251-269.
- Hodges, K. V. y Crowley, P. D. (1985): Error estimation in empirical geothermometry and geobarometry of pelitic systems. *Amer. Mineral.*, 70: 702-709.
- Hodges, K. V. y Royden, L. (1984): Geologic thermobarometry of retrograded metamorphic rocks: an indication of the uplift trajectory of a portion of the northern Scandinavian Caledonides. *Jour. Geophys. Res.*, 89: 7077-7090.
- Hodges, K. V. y Spear, F. S. (1982): Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilouke, New Hampshire. *Amer. Mineral.*, 67: 1118-1134.
- Hoinkes, G. (1986): Effects of grossular content in garnet on the partitioning of Fe and Mg between garnet and biotite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 393-399.
- Holdaway, M. J. (1971): Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271: 97-131.
- Holdaway, M. J. y Lee, S. H. (1977): Fe-Mg cordierite in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 175-198.

- Jones, K. A. y Brown, M. (1990): High-temperature 'clockwise' P-T paths and melting in the development of regional migmatites: an example from southern Brittany, France. *Jour. Met. Geol.*, 8: 551-578.
- Koziol, A. H. y Newton, R. C. (1989): Grossular activity-composition relationships in ternary garnets determined by reversed displaced-equilibrium experiments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103: 423-433.
- Kwak, T. A. P. (1974): Natural staurolite breakdown reactions at moderate to high pressures. *Contrib. Miner. Petrol.*, 44: 57-80.
- Liñán, E. (1978): *Bioestratigrafía de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 212 p.
- Loomis, T. P. (1986): Metamorphism of metapelites: calculations of equilibrium assemblages and mineral simulations of the crystallization of garnet. *Jour. Met. Geol.*, 4: 201-229.
- Macpherson, J. (1879): Estudio geológico y petrográfico del Norte de la Provincia de Sevilla. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6: 97-268.
- Menhert, K. R. (1968): *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Elsevier, Amsterdam, 393 p.
- Miyashiro, A. (1973): *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen and Unwin Ltd., 492 p.
- Miyashiro, A. y Shido, F. (1984): Tschermak substitution in low and middle grade pelitic schist. *J. Petrol.*, 26: 449-487.
- Newton, R. C. y Haselton, H. T. (1981): Thermodynamics of the Garnet-Plagioclase- AlSi_2O_5 -Quartz Geobarometer. In: *Thermodynamics of Minerals and Melts* (R. C. Newton, A. Navrotsky y B. J. Wood, Eds.). Springer-Verlag, New York: 131-147.
- Perchuck, L. L., y Lavrent'eva, I. V. (1983): Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (Saxena, S. K., Ed.). *Advances in Physical Geochemistry*, 3: 199-239.
- Pérez Lorente, F. (1979): *Geología de la Zona de Ossa Morena al norte de Córdoba (Pozoblanco-Belmez-Villaviciosa de Córdoba)*. Tesis Doctoral, Universidad de Granada, 340 p.
- Powell, R. y Holland, T. J. B. (1988): An internally consistent dataset with uncertainties and correlations, III: applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Jour. Met. Geol.*, 6: 173-204.
- Sanz, T., Sampelayo, H. y Ledesma García, F. (1975): *Mapa Geológico de España E.1:50.000, hoja n.º 941 (Ventas Quemadas)*. Memoria explicativa por Sanz, T., Sampelayo, H. y Ledesma García, F. (1975). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Simón, W. (1951): Untersuchungen im Paleozoicum von Sevilla (Sierra Morena, Spanien). *Senckerberg. Naturf. Ges. Abh.*, 485: 31-62.
- Thompson, A. B. (1976): Mineral reactions in pelitic rocks II: calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase relations. *Amer. Jour. Sci.*, 276: 425-454.
- Thompson, A. B. y Tracy, R. J. (1979): Model systems for anatexis in pelitic rocks II: facies series melting and reactions in the system $\text{CaO-KAlO}_2\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70: 429-438.
- Tracy, R. J. (1982): Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: *Characterisation of metamorphism through mineral equilibria*. In: *Reviews in Mineralogy* (Ferry, J. M., Ed.). *Mineralogical Society of America*, 10: 355-397.
- Vázquez Guzmán, F. y Fernández Pompa, F. (1976): Contribución al conocimiento del SW de España en relación con la prospección de magnetitas. *Memorias del I.G.M.E.*, n.º 89.
- Winkler, H. G. F. (1977): *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blume, Barcelona, 346 p.

Recibido el 18 de mayo de 1992;

aceptado el manuscrito revisado el 19 de febrero de 1993