

EL LIMITE ENTRE LA ZONA DE OSSA-MORENA Y LA ZONA SUR-PORTUGUESA. EVIDENCIAS Y PROPUESTAS SOBRE SU POSICION Y SIGNIFICADO (MACIZO HERCINICO IBERICO)

B. Abalos*

RESUMEN

El carácter del límite entre la Zona de Ossa-Morena (ZOM) y la Zona Sur-Portuguesa (ZSP) aparece como un tema controvertido en la bibliografía geológica de los últimos años sobre el SW del Macizo Hercínico Ibérico. En el presente estudio se recogen las evidencias principales sobre la geología de la unidad más meridional de la ZOM, el Macizo de Aracena, y se intenta crear un esquema válido para todo el Macizo en lo que se refiere a los materiales presentes, número y caracteres de las fases de deformación y tipo de metamorfismo presente. Finalmente, se contempla un conjunto de propuestas sobre las características y significado del límite ZOM-ZSP entre el Westfaliense y el Pérmico.

Palabras clave: *Contacto tectónico, cabalgamiento, zona de cizalla, metamorfismo, Z. Ossa-Morena, Z. Sur-Portuguesa, Hercínico, SO España.*

ABSTRACT

The nature and characteristics of the boundary separating the Ossa-Morena (OMZ) and South-Portuguese (SPZ) Zones is a major topic of discussion in the geologic literature dealing with the Southern Branch of the Iberian Variscan Fold Belt. In the present paper, the principal evidences on the geology of the OMZ southernmost unit, the Aracena Massif, are recorded. A scheme relative to the characteristics of the outcropping materials, the number and features of the deformational events, and the type of metamorphism present, is established here in order to build a geologic framework useful all over the massif. Finally, a group of suggestions concerning the features and meaning of the OMZ-SPZ boundary between Westphalian and Permian times are reviewed and proposed.

Key words: *Tectonic boundary, Thrust, metamorphism Ossa-Morena, South-Portuguese Zone, Variscan, SW Spain.*

Introducción

Uno de los problemas que se plantean actualmente en cuanto a la geología de la Zona de Ossa-Morena, y cuya resolución es esencial para llegar a conocer la estructura de conjunto, es el de las relaciones entre la citada Zona de Ossa-Morena (ZOM) con la Zona Sur-Portuguesa (ZSP). En este sentido es esencial llegar a conocer cuál es el límite entre ambas y qué características tiene.

El Macizo de Aracena es el dominio o unidad más meridional de la ZOM (Chacón *et al.*, 1983), poniéndose directamente en contacto con la ZSP. El Macizo

de Aracena está compartimentado internamente por un sistema de fracturas NE-SW (Bard, 1967; Apalategui *et al.*, 1984) cuya importancia parece ser mayor hacia el E, donde los saltos asociados a tales accidentes llegan a ser plurikilométricos. Uno de tales accidentes separa la región más oriental del Macizo de Aracena del Núcleo de Almadén de la Plata, formando lo que se ha dado en denominar Faja Metamórfica de Aracena-Almadén de la Plata (Chacón *et al.*, 1983) y que se denominará aquí Macizo de Aracena s.l. o, simplemente, Macizo de Aracena.

El Macizo de Aracena s.s., entendiendo como tal el conjunto occidental que constituye lo principal del

* Departamento de Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Fac. Ciencias. Univ. del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao.

afloramiento de todo el macizo, ha sido estudiado de manera más o menos continuada desde hace dos décadas (Bard, 1967, 1969, 1970, 1977) hasta la actualidad (Apalategui *et al.*, 1984; Florido y Quesada, 1984; Crespo-Blanc y Orozco, 1988). Por contra, el Núcleo de Almadén de la Plata sólo se ha tenido en cuenta ocasionalmente en los estudios de las unidades meridionales de la ZOM (García Monzón y Jerez Mir, 1974; Simancas, 1986; Abalos, 1987).

En el momento presente se ha comenzado a estudiar la geología de la unidad meridional de la ZOM desde una óptica de mayor detalle, una vez que la infraestructura cartográfica de que se dispone es de calidad. Se ha llegado a alcanzar un primer conocimiento del Macizo en su conjunto, entendido como tal el conocimiento de las unidades más o menos metamórficas del Macizo de Aracena s.s. y del Núcleo de Almadén de la Plata.

Se sugiere aquí que este estado de los conocimientos permite emitir algunas hipótesis más o menos fundamentadas sobre las relaciones entre la ZOM y la ZSP. Sin embargo, existe un conjunto de problemas que puede dificultar este propósito. En primer lugar, la naturaleza del propio Macizo de Aracena determina la presencia en su interior de unidades con historias tectono-metamórficas distintas y de correlación problemática. En segundo lugar, los autores que han

estudiado la región no han llegado a las mismas conclusiones en lo que se refiere al número y los caracteres de las fases de deformación, a la naturaleza de los propios materiales que conforman el macizo o en lo que se refiere a algunas características del metamorfismo. Finalmente, resultados similares obtenidos por autores diferentes han sido interpretados de modos o con matices distintos. Todos estos problemas merecen una atención especial con la finalidad del establecimiento de unos puntos en común sobre los cuales basar las interpretaciones posteriores.

Visión actual del Macizo de Aracena

El Macizo de Aracena es la unidad estructural o dominio más meridional de la ZOM (Chacón *et al.*, 1983), aunque recientemente se ha señalado que esta unidad se sitúa entre la ZOM y la ZSP (Crespo-Blanc, 1987), marcando el límite entre ambas. Los materiales que afloran en su interior tienen edades comprendidas entre el Proterozoico Superior y el Devónico (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1984). Bard (1969) señala que todos los materiales están afectados por la Orogenia Hercínica, la cual se manifiesta regionalmente en dos fases mayores de plegamiento con desarrollo de esquistosidad. En relación con la

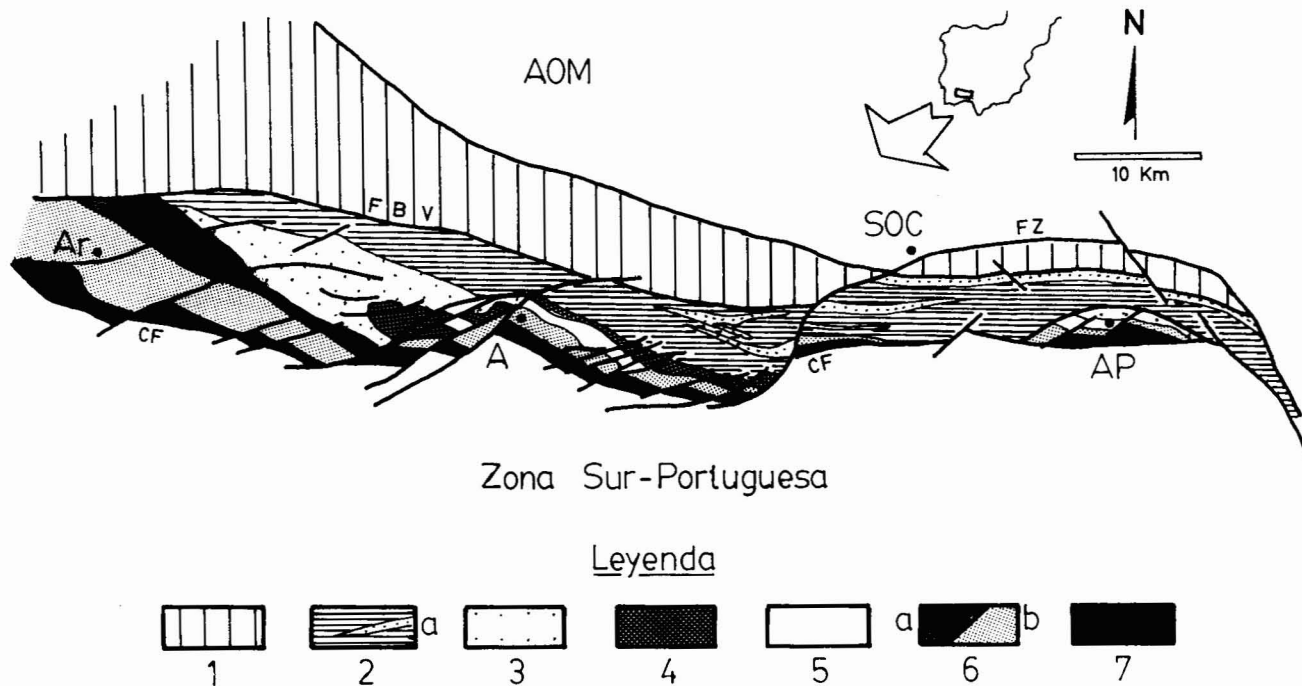


Fig. 1.—Esquema geológico simplificado del Macizo de Aracena: 1) Sinclinorio de Barrancos-Hinojales; 2) Cámbrico-Silúrico, incluyendo a la Unidad de El Cubito; 2a) Volcanitas de la Ribera de Huelva; 3) Zona de Navahermosa-Castaño del Robledo, incluyendo 4, Dolomías de Aracena y 5, Serie Negra; 6a), 6b) y 7) Zona de Jabugo-Almonaster: 6a) zona de cizalla Norte; 6b) materiales granulíticos; 7) Anfibolitas de Acebuches. AOM: Antiforme de Olivenza-Monesterio. FBV: Falla de Beja-Valdelarco. CF: Cabalgamiento de Ficlaho. FZ: Falla de Zufre. A: Aracena. Ar: Aroche. AP: Almadén de la Plata. SOC: Santa Olalla del Cala. Basado en Apalategui *et al.* (1984); Bard (1977), Crespo-Blanc (1987), Simancas (1983b) y Abalos (1987).

primera fase regional el citado autor establece la presencia de un metamorfismo regional del tipo de altas temperaturas y bajas presiones (LP-HT).

Parece estar bien establecido que el límite N del Macizo de Aracena s.s. es la Falla de Beja-Valdelarco (fig. 1), que en el sector oriental (Núcleo de Almadén de la Plata) puede asociarse a una porción del arco que describe la Falla de Zufre. El límite meridional de este macizo es discutido, habiéndose propuesto su presencia en el Cabalgamiento de Ficalho (Chacón et al., 1983; Ribeiro y Silva, 1983), el cual separa las Anfibolitas de Acebuches del Grupo Pulo do Lobo. Florido y Quesada (1984) localizan el citado límite haciéndolo coincidir con el cabalgamiento que separa al Grupo Pulo do Lobo de los materiales carboníferos de la ZSP. Apalategui et al. (1984) sitúan el límite en el contacto septentrional de las Anfibolitas de Acebuches con otros materiales afectados por metamorfismo de alto grado del macizo. Recientemente, y de manera independiente, se ha establecido el carácter de zona de cizalla dúctil para la mitad meridional de las Anfibolitas de Acebuches (Abalos, 1987; Abalos et al., en prensa; Crespo-Blanc, 1987; Crespo-Blanc y Orozco, 1988), señalándose en todos los casos que el límite de la ZOM con la ZSP (con el Grupo Pulo do

Lobo en particular) se sitúa a favor de esta zona de cizalla y de las fracturas posteriores que la retocan).

Básicamente, las divisiones que se han hecho del Macizo de Aracena s.s. son tres: las de Apalategui et al. (1984), Florido y Quesada (1984) y Crespo-Blanc (1987). De ellas probablemente es la tercera la que utiliza los criterios más apropiados desde el punto de vista tectónico, aunque conserva algunas subdivisiones previas (fig. 1). Por otro lado, en el Núcleo de Almadén de la Plata se ha intentado una subdivisión independiente (Abalos, 1987), ya que no hay una equivalencia total en cuanto a los materiales o a su disposición estructural en el interior de ambos macizos (fig. 2). Dada la mayor entidad geológica del Macizo de Aracena s.s., se tratará de correlacionar con él las unidades presentes en el Núcleo de Almadén de la Plata, extendiendo así tal subdivisión a lo que se denomina aquí Macizo de Aracena en sentido amplio. De acuerdo con estos supuestos, y siguiendo a Crespo-Blanc (1987), la subdivisión propuesta incluiría las siguientes unidades:

— Sinclinorio de Barrancos-Hinojales: Definido de manera similar en el Macizo de Aracena y en el Núcleo de Almadén de la Plata.

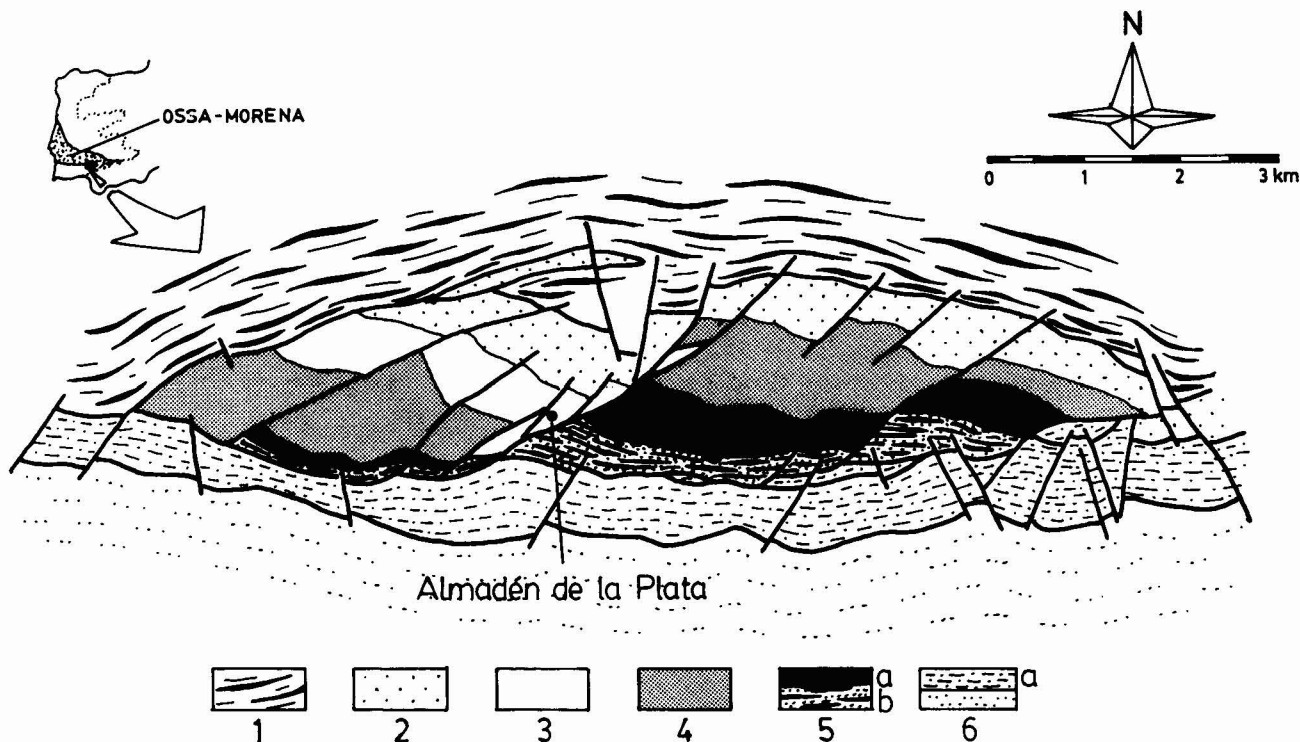


Fig. 2.—Esquema geológico simplificado del Núcleo de Almadén de la Plata: 1) Unidad de El Cubito (los trazos representan las trayectorias de la esquistosidad); 2) Unidad Metamórfica Superior; 3) Unidad Metamórfica Inferior (Serie Negra); 4) Gneises Blastomiloníticos; 5) Anfibolitas de Acebuches; 5a) metabasitas de grado medio a alto; 5b) anfibolitas de grado bajo y esquistos anfibólicos ultramiloníticos (los trazos representan las trayectorias de la foliación milonítica de fase III); 6) materiales de la Zona Sur-Portuguesa; 6a) Grupo Pulo do Lobo. Basado en Abalos et al (en prensa).

- Zona de El Cubito.
- Zona de Navahermosa-Castaño del Robledo (ZNC, Crespo-Blanc, 1987). En el Núcleo de Almadén de la Plata esta unidad incluiría lo que se ha denominado Unidad Metamórfica Superior (Upper Metamorphic Unit, Abalos *et al.*, en prensa), compuesta por metavolcanitas, rocas volcano-sedimentarias y mármoles, todos ellos afectados por un metamorfismo de grado bajo-muy bajo, y por la Unidad Metamórfica Inferior (Lower Metamorphic Unit, Abalos *et al.*, en prensa), constituida por materiales que presentan caracteres típicos de la Serie Negra (Alía, 1963) y que son correlacionables con la Sucesión de Esquistos y Anfibolitas de Montemolín (Eguiluz *et al.*, 1983). En el área de Aracena los materiales de la Serie de la Umbría (Bard, 1969) se han correlacionado también con la Serie Negra, en concreto, con la Sucesión de Tentudía (Bard, 1969; Gutiérrez-Elorza, 1970).
- Zona de Jabugo-Almonaster (ZJA, Crespo-Blanc, 1987). Incluye materiales granulíticos y zonas de cizalla dúctil. En el sector de Almadén de la Plata estaría representada por los denominados Gneisses Blastomiloníticos (Blastomylonitic Gneisses, Abalos *et al.*, en prensa) y por las Anfibolitas de Acebuches.
- Zona Meridional. Está conformada por el Grupo Pulo do Lobo, el cual se pone en contacto con las Anfibolitas de Acebuches mecánicamente en Almadén de la Plata y, en apariencia, de manera gradual en el sector de Aracena. El Grupo Pulo do Lobo está representado por una unidad de filitas con un tramo cuarcítico central que se ha denominado Cuarcita de Sierra Giralda (Apalategui *et al.*, 1984) en el sector de Aracena y Cuarcita del Calvario (Simancas, 1983a) en el sector de Almadén de la Plata.

Los límites entre este conjunto de zonas corresponden a accidentes tectónicos de gran envergadura, que a veces llevan asociado un salto metamórfico. En el Núcleo de Almadén de la Plata estos límites tienen rasgos a veces distintos de los caracteres que presentan en el área de Aracena:

- El tránsito de la Unidad del Cubito a los materiales del Sinclinorio de Barrancos-Hinojales parece ser gradual.
- El contacto de los materiales correlacionables con la ZNC con los asignables a la ZJA lleva asociado un salto metamórfico en la mitad oriental del Núcleo, mientras que en el sector occidental separa materiales con metamorfismo de facies granulítica de otros en facies de anfibolitas de alta T a granulitas.
- No se observa la presencia de la zona de cizalla al N de la ZJA, aunque en la cartografía de

Crespo-Blanc (1987) parece inferirse que esta zona de cizalla se pierde hacia el E, pasando lateralmente a contactos mecánicos o siendo cortada por ellos.

Probablemente uno de los principales problemas que se plantean en este intento de correlación con la división propuesta por Crespo-Blanc (1987) para la zona de Aracena es el carácter del contacto entre las rocas asociadas a la ZNC y a la de ZJA, que no parece llevar asociado salto metamórfico.

Características de las fases de deformación

Tanto en el área de Aracena como en Almadén de la Plata está clara la presencia de dos fases de importancia regional reconocida en la bibliografía (Bard, 1967, 1969): una primera fase sin-metamórfica y una fase II que desarrolla una esquistosidad de fractura. Se han señalado también dos fases de cabalgamientos y desgarres (Bard, 1969; Apalategui *et al.*, 1984). Este esquema ha sido más o menos mantenido hasta la actualidad. Los trabajos recientes (Crespo-Blanc, 1987; Crespo-Blanc y Orozco, 1988; Abalos, 1987; Abalos *et al.*, en prensa) han permitido establecer una serie de eventos tectónicos adicionales. En el sector de Almadén de la Plata las características y cronología de las diversas fases presentes parecen estar bastante claras y se exponen a continuación:

- *Fase I.* Se observa en los materiales correlacionables con la Serie Negra. Se trata de reliquias alineadas de cuarzo y opacos en porfiroclastos de granate, plagioclasa o andalucita, o de niveles crenulados de filosilicatos contenidos en blastos de cordierita. Se puede observar el tránsito de la esquistosidad interna a la externa desde un cleavage de crenulación a una esquistosidad secundaria, que es la esquistosidad regional sin-metamórfica o esquistosidad de fase I de Bard (1967).
- *Fase II.* Es la responsable del desarrollo de la esquistosidad regional, la cual, al menos para la Serie Negra de Almadén de la Plata, es una esquistosidad secundaria. Tanto en una parte de la Serie Negra como en la ZJA, con metamorfismo en facies granulítica, se desarrolla una foliación blastomilonítica ligeramente después del clímax metamórfico. Esta esquistosidad es de dirección N110-120E y en la zona de Almadén de la Plata lleva asociada una lineación mineral sub-horizontal.
- *Fase III.* Corresponde al desarrollo de una milonitización localizada a favor de zonas de cizalla dúctil, que en el caso del Núcleo de Almadén de la Plata es una sola. En esta última localidad, y como consecuencia de esta fase, se desarrolla una foliación milonítica paralela a la foliación de fase II, pero con una lineación de estiramiento N140-

150E. La vergencia de las estructuras de esta fase (estructuras C-S, sombras de presión sigmoidales y pliegues en vaina) es hacia el S-SE. En el sector de Aracena esta fase se podría correlacionar con la segunda fase de cizallamiento de Crespo-Blanc (1987), la cual está presente únicamente en las Anfibolitas de Acebuches. Tanto las observaciones petrográficas como los resultados de los análisis de microsonda (Abalos *et al.*, en prensa) sugieren que esta fase de cizallamiento ha retrogradado las asociaciones minerales desde las facies de las anfibolitas de alta temperatura hasta la parte de alta T de las facies de los esquistos verdes. Crespo-Blanc (1987) señala la presencia de una fase de cizallamiento previo, caracterizada por una lineación de estiramiento cuya dirección está cercana a la dirección de máxima pendiente de los planos de foliación milonítica. Esta primera fase de cizalla observa también en las Anfibolitas de Acebuches y sería la única presente en la zona de cizalla que separa la ZJA de la ZNC (esta última zona de cizalla parece estar ausente en el sector de Almadén de la Plata). Resulta tentador señalar que la lineación de estiramiento a que hace referencia es más o menos perpendicular a la lineación mineral observada en las rocas blastomiloníticas con deformación de fase II de Almadén de la Plata. Este hecho puede ser muy interesante, aunque de interpretación compleja, ya que, por el momento, si bien se acepta en la literatura geológica que las lineaciones de estiramiento de las cadenas de plegamiento indican la dirección del transporte de materia (Shackleton y Ries, 1984; Mattauer *et al.*, 1981), en todos los orógenos parece presentarse el problema de que las lineaciones minerales aparecen en direcciones paralelas a las directrices de las citadas cadenas de plegamiento (por ejemplo, en la rama N del Macizo Ibérico), y este problema no parece ser ajeno al significado de las lineaciones contenidas en las rocas blastomiloníticas. Una interpretación muy sugestiva para la disposición de la lineación asociada a la primera fase de cizallamiento de Aracena, perpendicular a la lineación de fase II de Almadén de la Plata estaría en que ambas respondiesen a un mismo proceso tectono-metamórfico. Este proceso probablemente tuvo lugar en condiciones P-T variables y también con strain-rates distintos. La primera fase de cizallamiento propuesta para el Macizo de Aracena se podría asignar a un episodio tardío del desarrollo de la fase II definida como tal en Almadén de la Plata.

- *Fase IV.* Es la responsable de los numerosos accidentes de tipo strike-slip que compartimentan internamente el Núcleo de Almadén de la Plata y el Macizo de Aracena s.s. y que separan al primero del segundo con un salto de unos 25 km.

Muchas de estas fracturas rejuegan posteriormente durante el periodo de fracturación tardi-hercínica (Simancas, 1980, 1983a y 1983b). Este rejuego posterior se confunde con el desgarre original en algunos sectores (Falla de Beja-Valdelarco), y se individualiza claramente en otros (Falla de Zufre). En el sector de Almadén de la Plata, la esquistosidad que presenta la Unidad de El Cubito se amolda a la forma del núcleo, cortando a la foliación blastomilonítica de fase II sin que sea cortada por las fracturas que cortan a las estructuras de fase II y III (fig. 2). Todos los accidentes asignables a esta fase, tanto las fracturas como algunos pliegues de ejes fuertemente buzantes encontrados en la Unidad de El Cubito, señalan un funcionamiento sinistoso.

- *Fase V.* Se trata de la fracturación tardi-hercínica representada por un conjunto de fallas escalonadas (Simancas, 1980, 1983a, 1986) dispuestas en relevo en una franja límite entre la ZOM y la ZSP. Como señala este último autor, en conjunto, estas fracturas constituirían una banda de cizalla frágil de juego sinistoso. El efecto del funcionamiento de esta banda de cizalla frágil junto con el de la zona de cizalla de fase IV sería un salto en dirección entre ZOM y ZSP de unos 50 km.

Por lo que se refiere a la Unidad de El Cubito, en el sector de Almadén de la Plata se han reconocido las mismas fases de deformación que señala Crespo-Blanc (1987), aunque no se han diferenciado las fases III y IV de la citada publicación. Si se han encontrado pliegues intrafoliares y pliegues transpuestos de fase I, así como pliegues chevron de la esquistosidad general con ejes variablemente orientados, aunque con frecuencia bastante inclinados, y pliegues kink métricos de eje vertical. Los pliegues chevron desarrollan localmente una esquistosidad secundaria grosera (rough cleavage).

Características del metamorfismo

Tradicionalmente se ha venido hablando de la existencia de un metamorfismo del tipo de bajas presiones y altas temperaturas (LP-HT) en el Macizo de Aracena (Bard, 1969, 1977; Apalategui *et al.*, 1984). Este mismo tipo de metamorfismo se ha encontrado en el Núcleo de Almadén de la Plata, aunque con algunos rasgos diferentes. El clímax metamórfico alcanza la facies granulítica en las dos áreas. En los materiales de la Serie Negra del Núcleo de Almadén de la Plata (Unidad Metamórfica Inferior, Abalos *et al.*, en prensa) se han encontrado reliquias de la asociación estaurolita-granate, que indican condiciones de presión y temperaturas propias del metamorfismo de presiones intermedias. La evolución metamórfica progradada determina un aumento de la temperatura y un

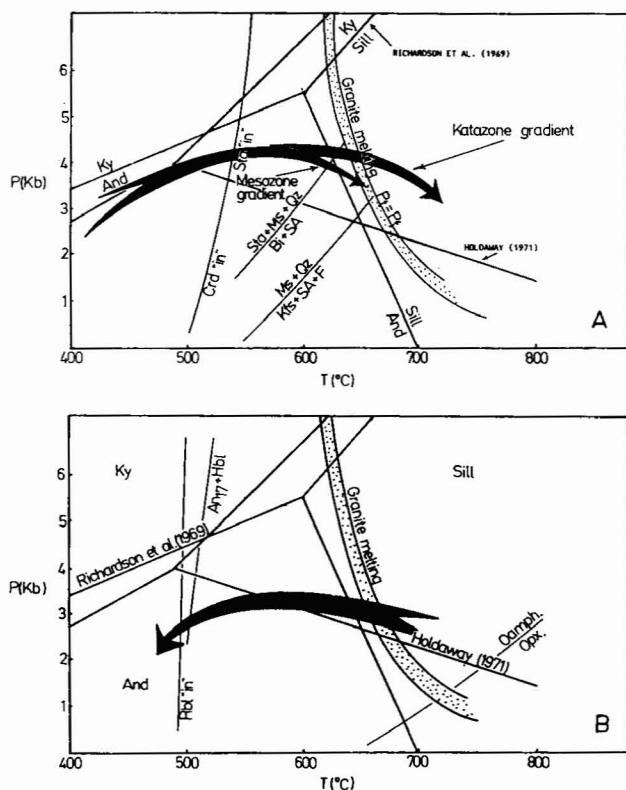


Fig. 3.—Tayectorias P-T para el metamorfismo progrado de fase II en los materiales de la mesozona y catazona (3a) y para el metamorfismo retrógrado de tercera fase registrado en las Anfibolitas de Acebuches (3b).

descenso de la presión, de forma que se experimenta una transición hacia el tipo de metamorfismo de bajas presiones (Abalos, 1987). Este mismo esquema de evolución se ha encontrado en los materiales granulíticos atribuibles a la ZJA en Almadén de la Plata, donde viene definido y determinado por los resultados termo-barométricos sobre las asociaciones metamórficas presentes (Abalos *et al.*, en prensa). Este metamorfismo progrado es ligeramente pre-tectónico con respecto a la fase I del área de Aracena y a la fase II del sector de Almadén de la Plata (fig. 3).

El problema del significado de los gradientes de metamorfismo

Bard (1969) calculó un gradiente metamórfico de $75^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para el clímax metamórfico sobre la base de la potencia de las rocas más metamórficas del Macizo de Aracena s.s. Crespo-Blanc (1987) señala que este gradiente debe haber sido mucho menor debido a que tal potencia aparente de materiales seguramente ha sido reducida por los cizallamientos posteriores. Las determinaciones de las condiciones de P y

T (Abalos *et al.*, en prensa) arrojan valores de 700°C y 3,2 kb para el clímax granulítico y de unos 575°C y 4,2 kb para el metamorfismo de presiones intermedias (fig. 3). Estos resultados indican las condiciones P-T para las cuales se estableció un equilibrio termodinámico que se ha conservado en las asociaciones minerales que hoy observamos en las rocas metamórficas estudiadas. Si suponemos que el aumento de la presión y la temperatura en profundidad tiene lugar de manera uniforme desde la superficie (Miyashiro, 1973; Best, 1981), las condiciones P-T anteriormente citadas sugieren la presencia de gradientes del metamorfismo del orden de $35^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para el estadio de presiones intermedias y de unos $60^{\circ}\text{C}/\text{km}$ para el clímax metamórfico (fig. 4a). Quizá sea apropiado señalar aquí que en estos cálculos no se tienen en cuenta los espesores de los materiales involucrados.

Esta primera aproximación al significado de los gradientes geotérmicos puede ser matizada más aún. Los resultados de presión y temperatura que se obtienen en geotermobarometría sobre sistemas termodinámicos particulares (volúmenes discretos de roca) se refieren a los estados de máxima entropía por los que pasó la roca o el sistema termodinámico en cuestión, estado que suele coincidir con las máximas temperaturas alcanzadas (Spear *et al.*, 1981). El camino para llegar a este estado de máxima entropía no es recto en el espacio P-T desde el punto de coordenadas $P=0$ kb y $T=0^{\circ}\text{C}$, sino que es una curva compleja cuya forma viene determinada por numerosas variables entre las que se incluyen el flujo calorífico en profundidad, la magnitud del engrosamiento cortical y la historia erosional de los volúmenes rocosos suprayacentes a los sistemas que sufren metamorfismo (England y Richardson, 1977; England y Thompson, 1984; Thompson y England, 1984). Como señala Best (1981), en la Naturaleza, los gradientes geotérmicos deben ser cóncavos hacia el eje de las presiones; es decir: la presión debe aumentar más rápidamente que la temperatura en profundidad, de tal manera que un volumen particular de roca seguiría una evolución en el espacio P-T (fig. 4b) según un gradiente inicial hasta alcanzar el punto de máxima presión (máxima profundidad). Desde ese momento, el volumen de roca sufre un proceso de calentamiento debido al flujo de calor en la corteza inferior y, quizá, debido a procesos convectivos, llegándose así a la temperatura máxima alcanzada por el sistema, al estado de máxima entropía. La evolución posterior de este sistema idealizado es de acercamiento hacia la superficie como consecuencia de la erosión de la columna rocosa suprayacente o de procesos tectónicos, siguiendo una nueva trayectoria. En este viaje hacia la superficie la trayectoria P-T seguida por el sistema tendría una forma parecida a la de la curva prograda, aunque con temperaturas algo más altas para los mismos valores de presión (fig. 4b).

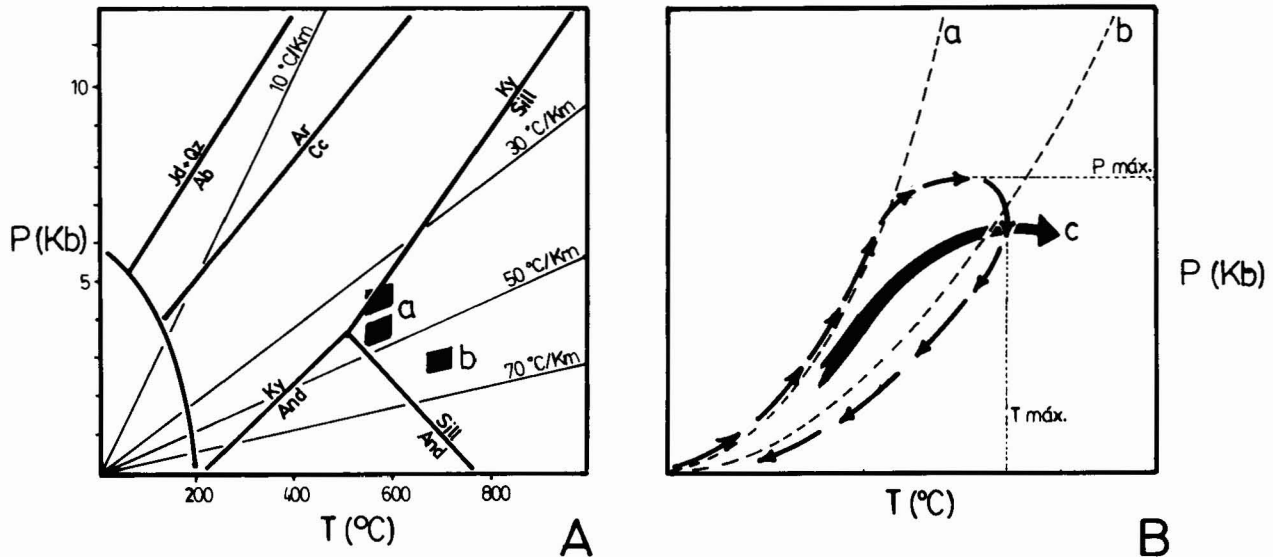


Fig. 4.—A: Proyección en el espacio P-T de los campos de estabilidad de las asociaciones metapelíticas del Núcleo de Almadén de la Plata; las rectas representativas de los gradientes geotérmicos de 10, 30, 50 y 70°C/km dan una idea aproximada del tipo de metamorfismo presente. B: Esquema simplificado en el que se resume la evolución en el espacio P-T de un volumen particular de roca; a) gradiente geotérmico inicial; b) gradiente geotérmico final; P máx. y T máx. son, respectivamente, las presiones y temperaturas máximas alcanzadas; c) gradiente de metamorfismo que se obtendría en geotermobarometría (metamorphic field gradient de Spear *et al.*, 1984).

Este esquema de evolución, ampliamente asumido en la literatura petrológica, cuando se aplica al caso que se estudia aquí, permite entender que el gradiente geotérmico para el estadio de presiones intermedias era probablemente inferior a los 35°C/km calculados anteriormente, e inferior a los 60°C/km del clímax metamórfico. Sin embargo, la magnitud en la que son rebajados los gradientes es difícil de precisar.

Por lo que respecta al significado de la trayectoria P-T asociada al metamorfismo retrógrado (fig. 3b) la problemática es diferente. Las evidencias texturales, petrográficas y estructurales muestran que las zonas de retromorfosis asociadas a la mitad meridional de la Anfibolitas de Acebuches presentan el tránsito de la facies de anfibolitas de alta T o granulitas (725°C y 2-3 kb) a la de los esquistos verdes (asociaciones estables a 490°C y 2-3 kb). A favor de una importante zona de cizalla se ha operado, pues, un cambio drástico en las condiciones P-T de forma que se ha experimentado un descenso de unos 200°C sin una variación significativa de la presión. Este cambio ocurre en una potencia de materiales que puede alcanzar el orden de magnitud hectométrico (algunas decenas de metros en el Núcleo de Almadén de la Plata), de manera que dividiendo intervalos de temperaturas entre espesores rocosos se pueden obtener valores de gradientes de temperaturas ciertamente elevados (del orden de 100°C/km o superiores), los cuales se han tomado en ocasiones como representativos del metamorfismo progrado (Bard, 1969) y que en realidad responden a los intensos gradientes P-T que se dan en

el retro-metamorfismo asociado a zonas de cizalla dúctil.

Esta exposición del significado de los gradientes de metamorfismo, progrados o retrógrados, quizá ayude a clarificar las problemáticas y controversias suscitadas hasta el momento en el Macizo de Aracena sobre el significado y magnitud de las figuras de gradientes geotérmicos que obtienen los diferentes autores que han trabajado en esta zona.

El problema de la edad del metamorfismo

Se ha propuesto en diversas ocasiones que la edad del metamorfismo progrado es hercínica (Bard, 1969; Abalos *et al.*, en prensa), probablemente Devónico, aunque mientras no se lleven a cabo estudios radiométricos sigue abierta la posibilidad de que a un metamorfismo de edad Precámbrico que alcanzó el grado alto se superponga otro metamorfismo hercínico de grado bajo. A pesar de todo, las relaciones clímax metamórfico-deformación y la continuidad observada para los diversos eventos de la evolución tectonometamórfica (en particular la continuidad de las trayectorias P-T) parecen apoyar más la hipótesis de que fue uno el proceso orogénico responsable tanto del metamorfismo como de la deformación observados. La edad del metamorfismo retrógrado asociado a la segunda fase de cizallamiento de Crespo-Blanc (1987), tercera fase en el Núcleo de Almadén de la Plata, podría ser Carbonífero, ya que la etapa de cabalga-

miento que representa se puede correlacionar desde el punto de vista estructural con el desarrollo de estructuras análogas en los materiales carboníferos de la Zona Sur-Portuguesa citada en Simancas (1986) o Ribeiro y Silva (1983).

Bases y propuestas para un modelo geotectónico. La posición del límite entre las zonas de Ossa-Morena y Sur-Portuguesa

En la actualidad se dispone de algunos datos valiosos que pueden ayudar a esbozar un modelo geodinámico que explique la posición y significado del límite ZOM-ZSP. Estos datos no son concluyentes en sí mismos y habría que complementarlos con estudios petrológicos y estructurales detallados y con un mejor conocimiento del significado y del ambiente tectónico en que se da el metamorfismo de bajas presiones. En este sentido cabe señalar que, si bien está claro el significado del metamorfismo de presiones elevadas en relación con la tectónica de placas, en particular con los fenómenos colisionales, no ocurre así con el metamorfismo de tipo LP-HT, el cual se ha asimilado a ambientes extensionales, intrusiones sin-metamórficas a gran escala, etcétera.

Por el momento no entraremos en la problemática del significado, importancia y extensión de la Fase I, recogida en la Serie Negra del Núcleo de Almadén de la Plata.

Por lo que se refiere a la Fase II, la evolución metamórfica registrada podría indicar la presencia de un domo térmico con un estadio inicial de intrusiones sin-metamórficas con un estado posterior de deformación por cizalla dúctil en condiciones P-T de la facies de las granulitas de bajas presiones a anfibolitas de alta T en el sector de Almadén de la Plata y, quizá, a más baja temperatura en el área de Aracena, si es que está presente esta fase (¿primera fase de cizallamiento de Crespo-Blanc, 1987?). Resulta tentador relacionar esta fase de deformación blastomilonítica con un primer límite entre ZOM y ZSP; este límite primero sería una zona de cizalla importante que quizá se desdoble en dos de E a W, dejando en el interior del sector occidental (Aracena) un conjunto granulítico poco deformado. En este último supuesto sería lícito pensar que las unidades más metamórficas del Macizo de Aracena se sitúan entre la ZOM y la ZSP (Crespo-Blanc y Orozco, 1988).

La evolución geodinámica durante la fase III que se propone en este estudio (segunda fase de cizallamiento de Aracena) puede estar claramente relacionada con el emplazamiento de un manto caliente sobre unidades más frías (fig. 5a). Como consecuencia de ello, la unidad alóctona, en cuya base se encontrarían las Anfibolitas de Acebuches, sufriría una retro-morfosis localizada en su base a la cual se asociaría un enfriamiento drástico (retrometamorfismo de zona

de cizalla dúctil). Por su parte, el autóctono relativo sufriría una evolución metamórfica progradada más importante cuanto más cerca del contacto con el alóctono se considere, debido en primer lugar al aumento de T por contacto con unidades calientes y en segundo lugar al aumento de P por la sobrepresión y sobrecarga tectónicas. Puesto que en el alóctono la retro-morfosis alcanza la parte de alta T de las facies de los esquistos verdes, estas condiciones P-T son las máximas alcanzables por el autóctono. En el sector de Almadén de la Plata, la asociación presente en el autóctono relativo (Qz-Clo-Bi-Ms) no plantea ningún

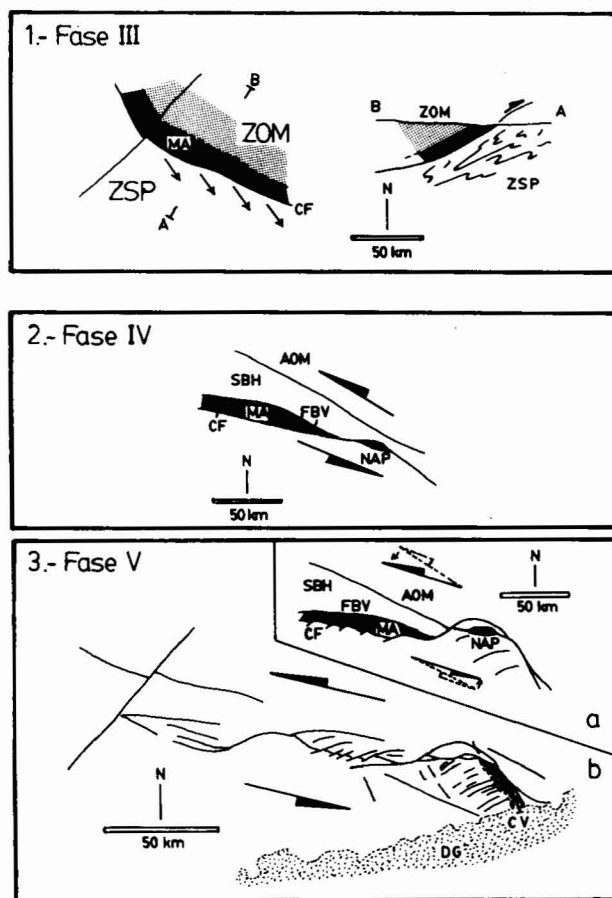


Fig. 5.—1) Esquema geológico y corte representativo del límite de fase III entre la ZOM y la ZSP. CF representa el Cabalgamiento de Ficalho, y la banda a él asociada delimitada por el trazo discontinuo, un primigenio Macizo de Aracena (MA); las flechas representan la dirección del transporte tectónico asociado al emplazamiento de los mantos de fase III. 2) Características del límite ZOM-ZSP durante la fase IV. AOM, Antiforme de Olivenza-Monesterio; SBH, Sinclinorio de Barrancos-Hinojales; NAP, Núcleo de Almadén de la Plata; FBV, Falla de Beja-Valdelarco. 3) Límite entre ZOM y ZSP durante el período de fracturación tardi-hercínico; a) cambio de orientación de los esfuerzos de cizalla respecto de la fase IV; b) conjunto de fracturas que definen la zona de cizalla frágil entre ZOM y ZSP; CV) Cuenca del Viar (Pérmico); DG, Depresión del Guadalquivir. En todos los esquemas las barras negras representan 50 km. Parcialmente basado en Simancas (1983b)

problema en este sentido. Por otra parte, está ya suficientemente establecido que en la ZSP el metamorfismo, siempre de grado bajo o muy bajo, es más intenso hacia el N, hacia el contacto con las unidades meridionales de la ZOM (Munha, 1979). Quizá no sea ocioso señalar aquí que la asociación And-Gt-Bi-Ms, encontrada en el Grupo Pulo do Lobo en el área de Aracena (Crespo-Blanc, 1987), trastocada por una deformación milonítica cerca del contacto con las Anfibolitas de Acebuches, no contradice el supuesto que se está planteando, ya que cada uno de los minerales citados aparece como fase estable por primera vez en condiciones de metamorfismo de grado muy bajo (Ms y Bi) o de grado bajo (400°C para la isograda And «in» y 450°C para la de Gt «in» en un intervalo de presiones de 2 a 4 kb, según Winkler (1977), de forma que las citadas asociaciones pueden representar condiciones P-T iguales o menos extremas que las observadas en la base de la unidad alóctona (parte de alta temperatura de la facies de los esquistos verdes).

El cabalgamiento del alóctono caliente al que se acaba de hacer alusión supondría la existencia de un límite de fase III entre la ZOM y la ZSP. Se trataría de un cabalgamiento hacia el S con una componente importante en dirección hacia el SE (fig. 5a). Según este esquema, desde el Westfaliense, durante la fase III regional, la ZOM cabalga a la ZSP.

La fase IV provoca el desmembramiento del Macizo de Aracena por el juego de una zona de cizalla frágil-dúctil y sinistrosa a la que se puede asignar un salto mínimo de 25 km y que se desarrolla preferentemente a favor del límite de fase III entre ZOM y ZSP (fig. 5b).

Durante el período de fracturación tardi-hercínico el límite ZOM-ZSP se encuentra en condiciones mecánicas frágiles y es cortado por toda una serie de fallas tardías que forman una banda de cizalla frágil a favor de la zona de debilidad cortical constituida por el mencionado límite ZOM-ZSP.

A la vista de todo lo anterior, puede resultar clara la posición y características, así como el significado, de los límites ZOM-ZSP durante las fases III, IV y V (Westfaliense-Pérmico). Las características y, sobre todo, el significado de ese límite durante la fase II no parecen estar claras por el momento y su resolución probablemente hay que buscarla en el área de Aracena.

El límite entre la Zona de Ossa-Morena y la Zona Sur-Portuguesa ha evolucionado con el tiempo a través de diversas condiciones de P y T y aún no se conoce del todo. Sin embargo, si no tenemos en cuenta qué es lo que ocurrió durante la primera fase de deformación regional (Fase II de Almadén de la Plata), se observa que tal límite ha cambiado ligeramente su posición en el espacio, pero siempre restringiéndose a una banda relativamente estrecha que

podemos considerar como una zona de debilidad cortical.

Referencias

- Abalos, B. (1987): *Tectónica y metamorfismo en el Núcleo de Almadén de la Plata (Sevilla, Zona de Ossa-Morena)*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias Univ. País Vasco, 1-174.
- Abalos, B.; Gil Ibarra, I.; Eguiluz, L. Structural and metamorphic evolution of the Almadén de la Plata Core (Seville, Spain) in relation to syn-metamorphic shear between the Ossa-Morena and South-Portuguese Zones of the Iberian Variscan Fold Belt. *Tectonophysics* (en prensa).
- Alia, M. (1963). Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat.*, 61, 247-262.
- Apalategui, O.; Barranco, E.; Contreras, F.; Delgado-Quesada, M.; Roldán, F. J.; Garrote, A.; Locutura, J. y Sánchez, J. (1984). Plan MAGNA, Hoja E: 1:50000 nº 917 «Aracena» y memoria, Publ. IGME:1-100.
- Bard, J. P. (1967). Tectoniques superposées et métamorphisme dans le Bande Crystallophinienne d'Aracena (Province de Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 11, 111-128.
- Bard, J. P. (1969). *Le Métamorphisme régional progressif des Sierras d'Aracena en Andalousie Occidentale (Espagne): sa place dans le segment hercynien sud-Ibérique*. Thèse USTL, Univ. Montpellier, 1-397.
- Bard, J. P. (1970). Composition of hornblendes formed during Hercynian Progressive Metamorphism of the Aracena Metamorphic Belt (SW Spain). *Contrib. Miner. Petrol.*, 28, 117-134.
- Bard, J. P. (1977): Signification tectonique des metatholeites d'affinité abyssal de la ceinture métamorphique d'Aracena (Huelva, Espagne). *Bull. Soc. Géol. France*, 19, 2, 385-393.
- Best, M. G. (1981). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Ed. Freeman and Co., 1-430.
- Crespo-Blanc, A. (1987). El Macizo de Aracena (Macizo Ibérico Meridional): propuesta de división sobre la base de nuevos datos estructurales y petrográficos. *Bol. Geol. y Min.*, 98, 505-515.
- Crespo-Blanc, A. y Orozco, M. (1988). The Southern Iberian Shear Zone: a major boundary in the Hercynian folded belt. *Tectonophysics*, 148, 221-227.
- Chacón, J.; Oliveira, V.; Ribeiro, A. y Oliveira, J. T. (1983). La Estructura de la Zona de Ossa-Morena. In: *Libro Jubilar J. M. Ríos: Geología de España*. Publ. IGME, 490-504.
- Eguiluz, L.; Fernández, J.; Collaut, J. L.; Garrote, A.; Liñán, E. y Palacios, T. (1983). Plan MAGNA, Hoja E: 1:50.000 número 897 «Monesterio» y memoria, Publ. IGME, 1-63.
- England, Ph. C. y Thompson, A. B. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer During the Evolution of Regions of Thickened Crust. *J. Petrol.*, 25, 894-928.
- England, Ph. C. y Richardson, S. W. (1977). The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *J. Geol. Soc. London*, 134, 201-213.
- Florido, P. y Quesada, C. (1984). Estado actual de conocimientos sobre el Macizo de Aracena. *Cuad. Lab. Geol. Laxe.*, 8, 257-277.
- García Monzón y Jerez Mir (1974). Plan MAGNA, Hoja nº 919, Almadén de la Plata y Memoria. Publ. IGME, 1-28.
- Gutiérrez Elorza, M. (1970). Estudio Geológico-estructural de la Región de Aracena-Cumbres Mayores (Provincias de Huelva y Badajoz). Junta de Energía Nuclear, JEN 224, IEN II, 1-170.

- Mattauer, M.; Faure, M. y Malavieille, J. (1981). Transverse lineations and large-scale structures related to alpine obduction in Corsica. *J. Struct. Geol.*, 3, 401-409.
- Mitashiro, A. (1973). *Metamorphism and Metamorphic Belts*. Ed. George Allen and Unwin Ltd., 1-492.
- Munhá, J. (1979). Blue Amphiboles, Metamorphic Regime and Plate Tectonics Modelling in the Iberian Pyrite Belt. *Contrib. Miner. Petrol.*, 69, 279-289.
- Ribeiro, A. y Silva, J. B. (1983). Structure of the South-Portuguese Zone. In: Lemos de Sousa, M. y Oliveira, J. T., editores, *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 29, 83-89.
- Shackelton, R. M. y Ries, A. (1984). The relation between regionally consistent stretching lineations and plate motions. *J. Struct. Geol.*, 6, 111-117.
- Simancas, J. F. (1980). Evolución tardi-herciniana de un área situada en el NW de la provincia de Sevilla. *Temas Geológicos-Mineros*, 237-260.
- Simancas, J. F. (1983a). *Geología de la extremidad oriental de la Zona Sud-Portuguesa*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1-439.
- Simancas, J. F. (1983b). Aspectos estructurales en el extremo oriental de la Zona Sud-Portuguesa y su límite con Ossa-Morena. *Temas Geológico-Mineros*, 91-99.
- Simancas, J. F. (1986). La deformación en el sector oriental de la Zona Sud-Portuguesa. *Bol. Geol. Min.*, 97, 148-159.
- Spear, F. S.; Silverstone, J.; Hichkott, D.; Cowley, P.; Hodges, K. V. (1984). P-T paths from garnet zoning, a new technique for deciphering tectonic processes in crystalline terranes. *Geology*, 12, 87-90.
- Thompson, A. B. y England, Ph. C. (1984). Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their inference and interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *J. Petrol.*, 25, 929-955.

Recibido el 10 de noviembre de 1987

Aceptado el 4 de noviembre de 1988