

IMPLICACIONES DE LA ZONA OSSA-MORENA Y DOMINIOS EQUIVALENTES EN EL MODELO GEODINAMICO DE LA CADENA HERCINICA EUROPEA

A. Castro*

RESUMEN

La zona Ossa-Morena (ZOM) del hercínico peninsular posee unas características peculiares que la diferencian netamente de los otros dominios internos de la Cadena. Se trata de un dominio cortical (microcontinente ?) adosado a la corteza de la Zona Centro-Ibérica (ZCI) desde el Paleozoico Inferior. Durante la colisión continental hercínica (Paleozoico Superior) la ZOM responde de diferente forma que las zonas adyacentes (ZCI) debido a su diferente constitución (menor espesor) y peculiar evolución prehercínica (rifting ordovícico). Esta zona y sus equivalentes en otros dominios del hercínico peninsular y europeo, tienen fuertes implicaciones en el desarrollo del orógeno hercínico. Parte de la corteza continental de la ZOM fue, junto con la corteza oceánica desarrollada localmente en su interior durante el rifting ordovícico, obducida sobre los dominios internos (ZCI) en zonas de colisión frontal (e.g. NW peninsular y Macizo Central Francés) y fuertemente estirada en zonas de colisión oblicua (e.g. ZOM del SW peninsular y dominios norarmoricanos).

Palabras clave: *Zona Ossa-Morena. Cadena Hercínica. Colisión continental. Hercínico europeo.*

ABSTRACT

The Ossa-Morena zone (OMZ) has some peculiar features clearly different from those of the other inner domains in the Iberic Hercynian chain. It is a continental domain (microcontinent ?) attached, from Lower Paleozoic times, to the continental crust of the Central Iberian zone (CIZ). During the Hercynian collision (Upper Paleozoic) the OMZ behaved in a way different from that of adjacent areas (CIZ) due to the peculiar features (less thickness) and pre-Hercynian evolution (Ordovician rifting). The OMZ, and their equivalent domains in the Iberian peninsula as well as in European chain, can have strong implications on the evolution of the Hercynian orogene. Part of the OMZ crust (and equivalent domains), together with the oceanic crust developed within it during the Ordovician rifting, was obducted over the inner domains (CIZ) in areas of frontal collision (e.g. NW Iberian peninsula and French Massif Central) and strongly stretched in areas of oblique collision (e.g. OMZ of SW Iberian peninsula and North Armorican domains).

Key words: *Ossa-Morena zone. Hercynian chain. Continental collision. European Hercynian chain.*

Introducción

La división zonal del Macizo Hercínico de la Península Ibérica, inicialmente propuesta por Lotze (1945) y revisada posteriormente por Julivert *et al.* (1972), ha servido de gran ayuda para el estudio y comprensión de la evolución orogénica de la Cadena. Aparte de la simetría estructural

y forma arqueada (Arco Ibero Armoricano) de las estructuras, tal vez la nota más peculiar sea la existencia de dos zonas: Zona Ossa-Morena (ZOM) y Zona Centro-Ibérica (ZCI), formando parte de los dominios internos de la Cadena. Tal disposición ha hecho pensar a muchos autores sobre la existencia de un límite intracontinental (sutura ?) entre estas dos zonas, suponiendo que

(*) Sección de Geología. Univ. de Sevilla. 21819 La Rábida. Huelva.

han sido ensambladas durante la colisión hercínica. En este sentido, el eje Badajoz-Córdoba, una zona de cizalla dúctil de entidad regional, ha sido propuesto como zona de sutura hercínica y, por tanto, como límite entre las dos zonas (ZOM y ZCI) que forman los dominios internos de la Cadena.

Sin embargo, esta interpretación, extremadamente simplista, no explica la mayoría de las observaciones regionales al tiempo que contradice hechos de observación como puede ser la identidad litológica existente a ambos lados del eje Badajoz-Córdoba.

La existencia de esta zona (ZOM y equivalentes), de características peculiares, adosada a las otras zonas internas de la Cadena (ZCI) condicionó en gran medida muchos de los principales rasgos estructurales de la Cadena, y por tanto, pudo tener fuertes implicaciones en la evolución geodinámica del Orógeno Hercínico.

La intención de este trabajo es mostrar las características más significativas de la ZOM y sus diferencias con la ZCI con el fin de establecer su extensión geográfica y límites, así como su correlación con áreas similares. También se analizan los principales rasgos evolutivos de la ZOM, antes y durante la colisión hercínica, y las implicaciones de dicha zona en el modelo geodinámico hercínico.

La ZOM: rasgos evolutivos y diferenciales

Los dominios internos de la Cadena Hercínica Ibérica están constituidos por dos zonas que, a pesar de tener características comunes en determinados aspectos estructurales, presentan grandes diferencias tanto paleogeográficas como petrológicas. Estas dos grandes zonas son la ZCI y la ZOM. Esta última presenta ciertas características peculiares como son: (1) Alternancia de cinturones metamórficos y plutónicos en bandas alargadas paralelas a las estructuras hercínicas. (2) Existencia de un basamento precámbrico ampliamente representado. (3) Deformación hercínica polifásica compleja en relación con cizallas transcurrentes NW-SE senetras. (4) Predominio claro del plutonismo de composición básica en los cinturones plutónicos.

No obstante, al sintetizar las grandes características diferenciales y evolutivas con relación a otros dominios internos (ZCI) de la Cadena, es preciso distinguir entre las características heredadas de la propia evolución paleozoica prehercínica, e incluso de procesos orogénicos prepaleozoicos, de aquellas otras características impuestas

por la propia evolución del orógeno hercínico a lo largo del Paleozoico Superior.

Rasgos diferenciales heredados

La mayor parte de los rasgos diferenciales entre las zonas de Ossa-Morena (ZOM) y Centro-Ibérica (ZCI) son heredados de su propia constitución prehercínica; siendo más acusadas las diferencias en los materiales antiguos, anteriores a la sedimentación del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior. Las dos zonas han sufrido una evolución por separado en el Precámbrico como lo demuestra el hecho de que los materiales de esta edad no sean correlacionables.

Es característica la existencia en la ZOM de un zócalo precámbrico (Beturiense, Herranz 1984, 1985b) deformado y metamorfozido con anterioridad a la sedimentación del Cámbrico Inferior, y probablemente del Precámbrico Superior (Alcudiense) (Herranz *et al.* 1977, Herranz 1984). Dicho zócalo no ha sido claramente localizado en la ZCI. En los dominios profundos afloran materiales cuarzo feldespáticos, porfiroides, gneises, etc., intensamente deformados y metamorfozados durante la Orogenia Hercínica (e.g. García de Figuerola *et al.* 1983) que, de corresponder a un zócalo precámbrico, no serían correlacionables con los existentes en la ZOM. La idea de una corteza continental precámbrica netamente distinta en ambas zonas (tanto en composición como en espesor) estaría también apoyada por el comportamiento diferencial que experimentaron ambos dominios durante la Orogenia Hercínica. En la ZCI la corteza ha de ser de composición más félsica (y probablemente más gruesa) como lo demuestra la gran profusión de granitoides de origen cortical (e.g. Corretgé *et al.* 1977, Corretgé 1983). En la ZOM la corteza debía ser de composición más máfica, y probablemente más delgada, como se puede intuir por la escasez de granitoides de origen cortical y la gran profusión de magmatismo básico (e.g. Aparicio *et al.* 1977).

Durante el Paleozoico las dos zonas siguen una evolución bastante similar, al menos en términos cualitativos. La sedimentación paleozóica está repetidamente interrumpida por emersiones locales en ambas zonas. La interrupción más importante está marcada por la discordancia sárdica (Ordovícico Inferior). La compartimentación de cuencas, con zonas de umbral, ocurre en ambas zonas pero es en la ZOM donde este fenómeno está más intensamente desarrollado (ver Delgado-Quesada *et al.* 1977).

Todo esto induce a pensar que los dos dominios continentales (ZOM y ZCI) se ensamblaron

en el Precámbrico Superior (Orogenia Cadomiense) y evolucionaron paralelamente durante todo el Paleozoico. Las diferencias estratigráficas, petrológicas y estructurales, posteriores al Precámbrico Superior, estarían por tanto condicionadas al diferente comportamiento de dos dominios continentales de distinta composición y espesor.

Por otra parte, la existencia de una orogenia cadomiense en el SW ha sido puesta de manifiesto por diversos autores (e.g. Pascual 1981, Chacón 1981, Bellon *et al.* 1979, Blatrix y Burg 1981). El vulcanismo andesítico finiprecámbrico (Herranz 1984) estaría de igual modo relacionado con la aproximación de los dos dominios continentales en el Precámbrico Superior. En el mismo sentido, el umbral existente durante el Cámbrico en la zona inmediata al batolito de Los Pedroches (Tamain 1971, Herranz *et al.* 1977) sería una consecuencia de la colisión cadomiense, cuya línea de sutura habría sido posteriormente fosilizada por el surco carbonífero de Los Pedroches y la posterior intrusión del batolito.

Otros rasgos diferenciales heredados se pueden encontrar en el Ordovícico. Durante el Ordovícico tiene lugar en la ZOM un proceso de rifting evidenciado por la existencia de un magmatismo hiperalcálico en la banda Badajoz-Córdoba con esa edad (e.g. García-Casquero *et al.* 1985). Este proceso de distensión y adelgazamiento cortical no es exclusivo de la ZOM, pues existen también áreas de fuerte subsidencia en parte del Ordovícico de la Zona Astur-Occidental Leonesa (véase IGME 1983 para revisión). En la ZOM el rifting es más acusado y efectivo, debido probablemente a tratarse de una zona cortical más delgada y por tanto más favorable para romperse en un proceso distensivo (rifting) inducido desde profundidad. El rift de la banda Badajoz-Córdoba marca una importante discontinuidad intracontinental que, necesariamente, ha de tener repercusiones en la deformación hercínica. Según Iglesias *et al.*

(1983) el proceso de rifting abarcaría desde el Ordovícico Inferior al Silúrico, y sería más acusado en el NW peninsular. En el SW el rift habría sido desplazado por fallas transformantes paralelas a la actual banda de Badajoz-Córdoba (Lefort y Ribeiro 1980), aunque esta precisión será discutida en este trabajo. En la propia ZOM, en las proximidades del eje Badajoz-Córdoba, el mismo proceso de rifting determinaría las diferencias existentes en la sedimentación ordovícica.

Rasgos estructurales hercínicos

Las dos zonas, ZOM y ZCI, constituyen en conjunto los dominios internos de la Cadena Hercínica. En ambas zonas es donde aparecen las áreas de mayor grado de metamorfismo y donde la deformación hercínica actuó más precozmente (Devónico Superior a Carbonífero Inferior) y con mayor intensidad. Además, la vergencia de las estructuras cambia a ambos lados de dichas zonas internas. En el SW peninsular el cambio de vergencias se sitúa en la banda de cizalla Badajoz-Córdoba (Bur *et al.* 1981, Chacón 1984) que al estar localizada en el antiguo rift ordovícico, desarrollado en el interior de la ZOM, no puede ser tomada como una zona de colisión continental, como proponen Burg *et al.* (1981).

La primera deformación hercínica en la ZCI, en su rama S, se caracteriza por el desarrollo de pliegues verticales, de gran continuidad regional, en dirección NW-SE. Hay que señalar que ha sido citada la existencia de fallas paralelas a las estructuras de primera fase, que actuarían simultáneamente con el desarrollo de los pliegues (Gonzalo-Corral 1985, Julivert *et al.* 1983) de primera fase. La presencia de dichas fallas, que actuarían como desgarres (senestros ?), se hace más patente hacia el SW. Al S del batolito de Los Pedroches (Comarca de La Serena) la primera fase her-

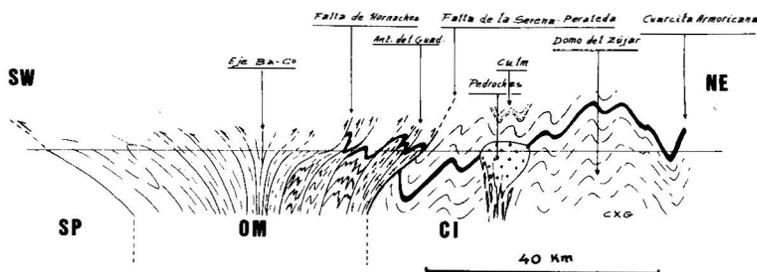


Fig. 1.—Corte esquemático, transversal a las estructuras, en la comarca de La Serena y zonas adyacentes (7 en Fig. 2). SP, zona Suportuguésa. OM, zona Ossa-Morena. CI, zona CentroIbérica. CXG, Complejo Esquistos-Grauváquico.

cínica dio lugar a pliegues subverticales del tipo indicado anteriormente; si bien, cuando se observan las estructuras de primera fase en el basamento de la banda del Guadamez (Fig. 1) se puede ver que se trata de fallas dúctiles senestras, con cierta componente de falla inversa vergente al N. Más al SW del batolito de Los Pedroches la deformación de primera fase, por fallas inversas senestras, es cada vez más importante, hasta llegar al eje Badajoz-Córdoba. Al sur de ese eje el patrón de la deformación es simétrico al del norte, es decir, las fallas de primera fase son senestras con componente inversa vergentes al sur. Se puede decir, en líneas generales, que la deformación en el SW es debida a un cizallamiento NW-SE senestro con acortamiento transversal. La zona de mayor debilidad cortical sería el antiguo rift ordovícico y en él, por tanto se absorbería la mayor parte de la deformación hercínica. La orientación de esta zona de debilidad, y de las fallas de rift asociadas, condiciona en gran medida la disposición de las fallas hercínicas de primera fase en el SW (ZOM) y de los pliegues de primera fase en la rama sur de la ZCI. Por la misma razón el eje Badajoz-Córdoba es donde se manifiesta más precozmente la deformación hercínica.

Parece por tanto evidente, a la luz de lo expuesto anteriormente, que el eje Badajoz-Córdoba debe su especial localización a la existencia de una zona de debilidad previa que es el rift desarrollado en el Ordovícico en la ZOM. Por lo que dicho eje tectonometamórfico, a pesar de tener una excepcional importancia en la evolución de la Cadena en la rama S, no es un límite de zonas ni zona de sutura entre dos dominios continentales. El límite ZOM/ZCI debe ser por tanto revisado como se discute en el capítulo siguiente.

Posición del límite ZOM-ZCI en el SW peninsular

Parece evidente, y así está admitido desde los tiempos de Lotze, la existencia de dos zonas con características diferentes en los dominios internos de la Cadena Hercínica Ibérica: la zona Centro-Ibérica (ZCI) al norte, y la zona Ossa-Morena (ZOM) al sur. El problema es situar un límite que sea fácil de reconocer por criterios de campo (límite estructural) y que sea útil para el estudio analítico de la Cadena. Desde la clasificación zonal del hercínico realizada por Julivert *et al.* (1972), basándose en la de Lotze (1945), se han propuesto varios límites para separar ambas zonas atendiendo a criterios de diverso tipo. Tales límites son (Fig. 2): (1) El Batolito de Los Pedro-

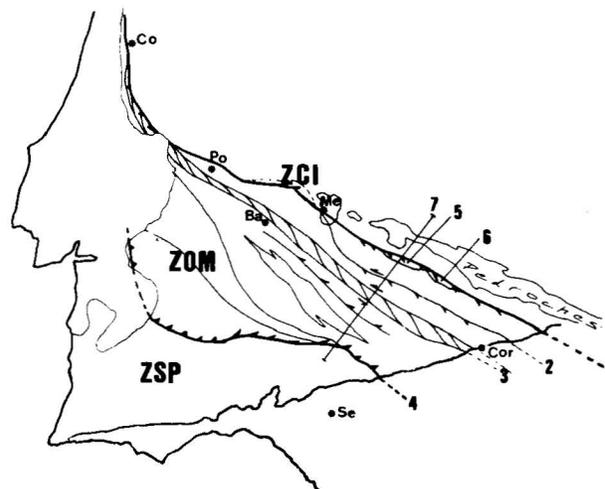


Fig. 2.—La zona Ossa-Morena en el SW peninsular. 1, falla de La Serena-Peraleda. 2, falla de Hornachos-Villaharta. 3, eje Badajoz-Córdoba. 4, límite ZOM/ZSP. 5, núcleo de la banda deformada del Río Guadamez. 6, núcleo del anticlinal de Peraleda. 7, transversal de la Fig. 1. Ba, Badajoz. Co, Coimbra. Cor, Córdoba. Me, Mérida. Po, Portalegre. Se, Sevilla.

ches y su continuación en la zona de Mérida-Alburquerque. (2) La falla de Hornachos-Villaharta. (3) La falla de Cerro-Muriano. (4) El eje Badajoz-Córdoba.

(1) El batolito de Los Pedroches

Fue inicialmente establecido por Lotze (1945). Julivert *et al.* (1972) aceptan el límite propuesto por Lotze en el batolito de Los Pedroches y su continuación en la zona de Mérida, y lo continúan hacia el NW en el cabalgamiento de Ferreira do Zêzere en Portugal, y otras fallas afines hasta Porto. Este límite por falla hace cabalgar a los materiales más deformados de la ZOM sobre los de la ZCI (op. cit.). El principal problema estriba en la rama SE del límite, es decir, cuando aparece situado en el batolito de Los Pedroches. El batolito encaja en materiales carboníferos, previamente estructurados por la primera fase de deformación hercínica. La crítica principal que puede hacerse es la existencia de materiales idénticos a ambos lados del "límite" a no ser que se tomara toda la cuenca carbonífera de Pedroches como zona límite. La tendencia general en toda la Cadena es situar los límites entre zonas en estructuras hercínicas de entidad regional, ya sean pliegues, fallas, zonas de cizalla, etc., por lo que este límite ha sido ampliamente discutido.

(2) La falla de Hornachos-Villaharta

Delgado-Quesada *et al.* (1977) propusieron la falla de Villaharta como un posible límite entre

ZOM y ZCI. Posteriormente este límite fue extendido en su continuación en la falla de Hornachos (Chacón 1982, Chacón *et al.* 1983). Dicha falla es un desgarre senestro con componente de falla inversa vergente al NE que hace cabalgar el Precámbrico sobre los materiales ordovícicos en facies armoricana más meridionales (Sierra de Hornachos). Hay que señalar que la falla de Hornachos es una más de las muchas fallas NW-SE senestras que existen en la ZOM (*e.g.* Herranz 1984). La falla de Hornachos podría marcar un límite paleográfico en el Ordovícico Inferior y no puede ser considerada por tanto como límite entre ZOM y ZCI, sobre todo si se consideran las diferencias entre ambas zonas, anteriormente aludidas, y la existencia de un basamento prehercínico antiguo (Beturiense, Herranz 1984) a ambos lados de dicha falla. Chacón (1981) también considera la falla de Hornachos-Villaharta como límite entre ZOM y ZCI, de forma que dicha falla sería un cabalgamiento enraizado en el eje Badajoz-Córdoba, el cual sería, según este autor, el verdadero límite entre las dos zonas.

(3) Falla de Cerro Muriano

Este límite fue propuesto por Delgado-Quesada *et al.* (1977) si "...se tienen más en cuenta los acontecimientos hercínicos..." ya que marca el límite meridional de los afloramientos de Carbonífero en facies Culm del borde norte de la ZOM. Al N de dicha falla también aparecen materiales precámbricos similares a los que aparecen al S por lo que tampoco puede ser tomada como límite entre dos dominios corticales diferentes hasta el Cámbrico.

(4) El eje Badajoz-Córdoba

Esta importante zona de deformación por cizalla dúctil (*e.g.* Burg *et al.* 1981) ha sido también considerada como límite entre ZOM y ZCI. Aparte de la intensa deformación por cizalla dúctil NW-SE senestra, esta banda se caracteriza por haber estado sometida a metamorfismo de alto grado en las primeras fases de la Orogenia Hercínica (*op. cit.*) y por el carácter precoz de la deformación (Devónico Superior). En la banda aparecen deformadas y metamorfizadas rocas de diversa procedencia (Chacón 1981, Chacón *et al.* 1983), entre las que se encuentran materiales ígneos y metamórficos precámbricos pertenecientes a la corteza de la ZOM, y materiales graníticos hiperalcalinos intruídos en el Ordovícico (García-Casquero *et al.* 1985) durante la evolución del rift intracontinental aludido en el apartado anterior.

La banda Badajoz-Córdoba, y su probable prolongación en la banda de Malpica-Tuy (Galicia),

es una importante zona de debilidad cortical que absorbe, por tanto, gran parte de la deformación hercínica (en la ZOM por cizalla senestra), pero no separa áreas netamente distintas ni del Precámbrico ni del Paleozoico. Deben existir algunas diferencias si se considera que el desplazamiento en dicha banda ha sido al menos de 70 km (Bur *et al.* 1981). Por tanto, el eje Badajoz-Córdoba no puede ser tomado tampoco como límite entre las zonas OM y CI. No obstante, no se puede descartar la notable importancia que dicho eje tectonometamórfico ha tenido en la evolución de la Cadena Hercínica en el SW peninsular, si bien no es más que una zona de debilidad cortical preestablecida desde el Ordovícico.

Todo lo anteriormente expuesto indica claramente que la ZOM se caracteriza por presentar una delgada corteza continental prehercínica, que ha sido sometida a procesos de rifting en el Ordovícico, y que por ello ha evolucionado de forma distinta que la ZCI durante la Orogenia Hercínica. La deformación hercínica precoz se caracteriza en la ZOM por el desarrollo de fallas de desgarre (dúctiles y frágiles) NW-SE senestras, con componente de falla inversa vergentes al NE, al norte del eje Badajoz-Córdoba, y vergentes al SW al sur de dicho eje. Ambas zonas evolucionan paralelamente desde el Precámbrico Superior, con diferencias marcadas por las características heredadas. La corteza precámbrica de la ZOM es distinta de la existente en la ZCI como han subrayado distintos autores. El criterio que ha de seguirse, por tanto, para la separación de ambas zonas ha de basarse en el límite de los dos Precámbricos y no en accidentes hercínicos desarrollados dentro de la ZOM, como ha sido sugerido repetidamente por los autores anteriormente citados.

Las dos cortezas precámbricas de OM y CI quedaron suturadas en el Precámbrico Superior (Orogenia Cadomiense), pero el accidente que debía existir entre ambas zonas debe haber sido enmascarado parcialmente durante la deformación hercínica. En la rama sur de la ZCI, al norte del batolito de Los Pedroches, han sido descritas estructuras de deformación tangencial en el Precámbrico más antiguo (Rossi y Tamain 1973, San José 1984) que podrían estar relacionadas con la deformación cadomiense. En la ZCI tales estructuras no aparecen de forma tan profusa como en la ZOM que correspondería al borde activo cadomiense. La zona de colisión, que actualmente ocupa el surco carbonífero y batolito de Los Pedroches, es un importante umbral de sedimentación durante el Cámbrico (Tamain 1971, Herranz *et al.* 1977). De esta forma el límite entre los do-

minios corticales precámbricos que definen las dos zonas deberían haber rejugado durante la Orogenia Hercínica. El hecho de que dicho límite no aparezca ahora como una importante zona de falla hercínica puede explicarse si se considera la existencia de una zona de debilidad cortical, en la que se absorbe la mayor parte de la deformación hercínica, localizada en el eje Badajoz-Córdoba que actuó como zona de rifting durante el Ordovícico en la ZOM. No obstante, parece claro que el límite ZOM/ZCI debió ser el que controló la formación del surco carbonífero de Pedroches durante la Orogenia Hercínica, e incluso la geometría elongada del batolito de Los Pedroches.

Más al NW el límite se situaría en la zona de Mérida según deduce Gonzalo-Corral (1985), aplicando criterios de composición de los materiales precámbricos. Entre la zona de Mérida y el cabalgamiento de Ferreira do Zêzere en Portugal, el límite está fosilizado bajo los materiales paleozoicos del sinclinal de La Codosera. Si se sigue con rigor este criterio habría que trazar dicho límite en el núcleo de este sinclinal, en la zona de Mérida y en medio del batolito de Los Pedroches. Dicha línea sería la proyección en la superficie actual de erosión de la sutura que separa las dos cortezas precámbricas de OM y CI. Este límite coincide a grandes rasgos con el propuesto por Julivert *et al.* (1972). Por razones de tipo práctico, habría que situar el límite, cuando su posición inicial ha sido cubierta por materiales más recientes, en la estructura (falla) más septentrional que pone en contacto materiales precámbricos de la ZOM con materiales paleozoicos y/o graníticos. Es decir, la estructura que limite los afloramientos de Precámbrico de tipo Ossa-Morena más septentrionales.

En la comarca de La Serena, que en definitiva es la extremidad noroccidental del batolito de Los Pedroches, los materiales precámbricos de OM más septentrionales son los que aparecen en la banda del Guadamez (Beturiense según Herranz 1984). El flanco norte de dicha banda está jalonado por una importante zona de cizalla NW-SE senestra, con componente de falla inversa vergente al NE (Fig. 1, Castro 1988). Se trata de la falla de La Serena-Peraleda, que siguiendo los criterios anteriormente aludidos, marcaría el límite entre la ZOM y ZCI en este sector de la Cadena (Fig. 2).

Dominios equivalentes a la ZOM en otras áreas peninsulares

Como se ha indicado anteriormente el eje Badajoz-Córdoba constituye un accidente de prime-

ra magnitud en el SW peninsular. Se trata de una zona de rifting ordovícico que imprime características especiales a la ZOM, en la que se desarrolla. Es por tanto una importante zona de debilidad cortical en la que se absorbe gran parte de la deformación hercínica en el sector SW del macizo ibérico. La gran similitud litológica y evolutiva existente entre el eje Badajoz-Córdoba y la Unidad de Malpica-Tuy (Ortega y Gil-Ibarguchi 1983) de Galicia Occidental, permite establecer una correlación entre ambos dominios. Es decir, serían parte del mismo rift intracontinental ordovícico desarrollado dentro de la corteza continental de la ZOM. Según esta correlación la corteza continental que aparece en los complejos alóctonos del NW peninsular, al este de la Unidad de Malpica-Tuy, serían de igual modo correlacionables con la corteza de la ZOM. Ortega y Gil-Ibarguchi (1983) apoyan con datos estructurales la hipótesis aloctonista para la Unidad de Malpica-Tuy, propuesta por Ries y Shackleton (1971) y Lefort y Ribeiro (1980) para todos los complejos catazonales del NW peninsular. En este sentido los complejos catazonales representan en parte restos de corteza continental montada sobre la ZCI durante la colisión hercínica (ver Iglesias *et al.* 1983). La existencia de láminas ofiolíticas de edad silúrico-devónica (op. cit.) y rocas hipercalinas ordovícicas en tales complejos alóctonos, sugieren la formación de un océano ordovícico-silúrico que tendría su máxima extensión en el Silúrico Superior (op. cit.). En la parte más alta de los complejos alóctonos aparece una corteza continental compleja con un basamento polimetamórfico antiguo y una cobertera (Precámbrico Superior-Cámbrico?) que sería correlacionable con la corteza existente en la ZOM. Hay que señalar la dificultad de establecer una correlación entre el SW y el NW de la península, debido fundamentalmente al contraste de estilo tectónico entre ambas zonas durante la Orogenia Hercínica. En el NW el estilo está definido por una colisión frontal con apilamiento de mantos y obducción de corteza oceánica. En el SW el estilo es de desgarres senestros con acortamiento transversal subordinado, si bien el paso de un estilo a otro puede ser gradual (Burg *et al.* 1981). Dado que el rifting ordovícico del SW (eje Badajoz-Córdoba) se desarrolla dentro de la corteza precámbrica de la ZOM, y si se acepta la correlación entre este dominio y la Unidad de Malpica-Tuy, la corteza continental que aparece formando parte de los complejos catazonales del NW sería irremisiblemente la corteza de la ZOM. Por tanto el límite entre esta zona y la ZCI puede ser trazado en el NW en la base de los complejos alóctonos (Fig. 3).

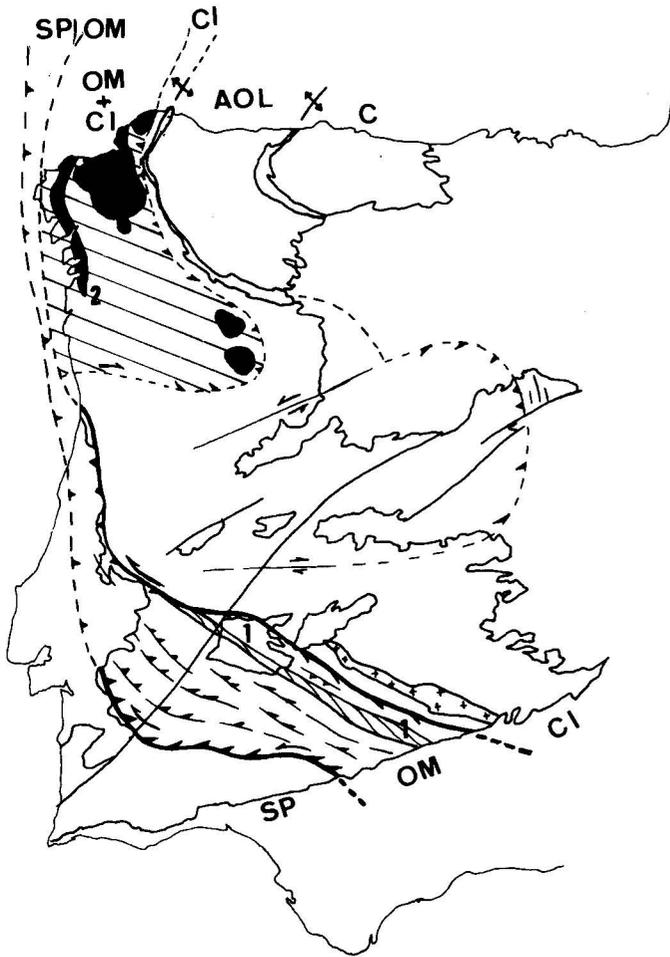


Fig. 3.—La ZOM en la Cadena Hercínica de la Península Ibérica. Las zonas en negro son los complejos alóctonos del NW peninsular. En rayado se representa la posible zona de solapamiento entre la ZOM y la ZCI. La correlación entre zonas de cizalla de la ZCI está basada en Castro (1985). 1, eje Badajoz-Córdoba. 2, Unidad de Malpica-Tuy.

Discusión: implicaciones en el modelo geodinámico hercínico

Varios modelos geodinámicos han sido propuestos para explicar el origen de la Cadena Hercínica Europea en términos de tectónica de placas. Julivert y Martínez (1983) hacen una breve revisión de los más importantes, a la vez que discuten la validez de cada uno. En la actualidad no se dispone de un modelo único con el que hacer compatibles las observaciones geológicas regionales. Parece evidente que la Cadena Hercínica se desarrolla por colisión entre dos grandes masas continentales que se aproximan durante el Paleozoico Superior. Sería lógico pensar que la colisión puede ser extremadamente compleja si se consi-

dera la irregularidad de los bordes continentales implicados. Esto puede condicionar la existencia de colisiones oblicuas y frontales a la vez en zonas relativamente próximas. También pueden darse colisiones diacrónicas que complican aún más la situación. Todo esto puede implicar que el modelo invocado para el origen del arco Ibero-armoricano no sea totalmente extrapolable a Europa Central y viceversa.

El problema principal surge de la dificultad de reconocer zonas de sutura en cadenas antiguas erosionadas, como es el caso de la Cadena Hercínica. Como apunta Dewey (1980), la colisión continental no es más que una situación de sutura terminal que puede haber estado precedida de varias suturas desarrolladas desde la primera obducción de corteza oceánica.

En la Cadena Hercínica Europea se pueden reconocer varias suturas paralelas marcadas por complejos ofiolíticos (e.g. Matte y Burg 1981, Burg *et al.* 1981). Además del problema que implica la correlación entre suturas aisladas en centenas de km, se plantea el problema de la existencia de vergencias opuestas en mantos ofiolíticos a través de una misma geotransversal. Este es el caso de la transversal entre el Complejo de Lizard (S de Inglaterra) y los complejos ofiolíticos del Macizo Central Francés (Matte 1983). Obviamente no todas las posibles suturas existentes en el Hercínico Europeo pueden ser atribuidas al cierre del mismo océano. Parece por tanto plausible la idea de la existencia de varias cuencas oceánicas antes de la colisión final hercínica. Matte y Ribeiro (1975), en el modelo para explicar el origen del arco Ibero-armoricano, proponen una zona de sutura "posible" situada al N de la Cadena Hercínica pasando por el Complejo de Lizard y el borde S del dominio Rhenohercínico (ver Franke y Engel 1982) pero fuera de la Península Ibérica. La vergencia de la deformación en esta sutura es hacia el N, lo que hace difícil compatibilizarla a la vergencia de los complejos ofiolíticos del NW español y del Macizo Central Francés. Burg *et al.* (1981) definen una importante sutura situada en el eje Badajoz-Córdoba que sería correlacionable a la zona de cizalla surarmoricana y con los mantos del Macizo Central Francés. La sutura de Burg *et al.* (1981) debe tener un significado muy distinto de la anteriormente mencionada. Como se ha indicado en este trabajo el eje Badajoz-Córdoba es una importante zona de deformación por cizalla hercínica, pero desarrollada en una antigua zona de debilidad continental (Rift ordovícico) dentro de Ossa Morena y no puede ser por tanto considerada como una zona de sutura, al menos en el sentido que se suele dar

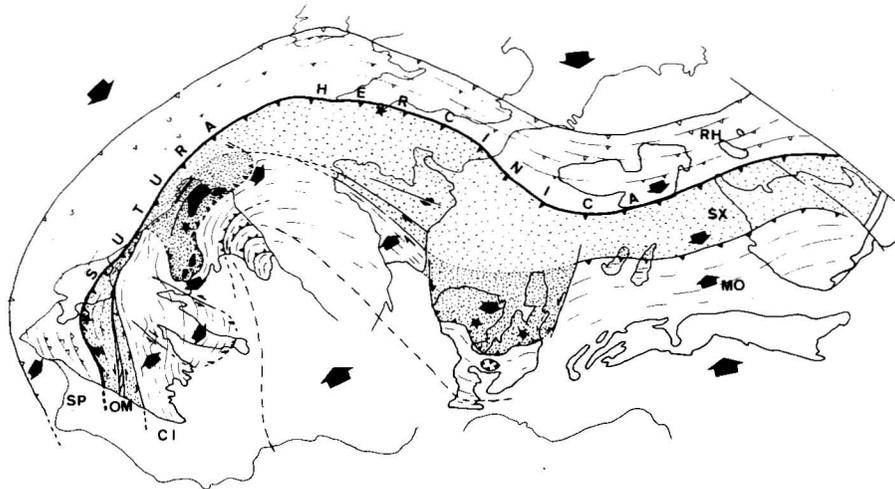


Fig. 4.—Correlación entre dominios y zonas de la Cadena Hercínica Europea. SP, zona Surportuguesa. OM, zona Ossa-Morena. CI, zona Centro-Ibérica y dominios externos del sur (zonas Asturoccidental-leonesa y Cantábrica). RH, dominio Renohercínico. SX, dominio Saxoturínico. MO, dominio moldanúbico. Estrellas, complejos ofiolíticos.

a este término, es decir, zona de separación de dos dominios continentales (Dewey 1980).

Iglesias *et al.* (1983) proponen un modelo geodinámico, basado principalmente en las observaciones realizadas en el NW peninsular, en el que se puede explicar el origen de los complejos alóctonos de Galicia y norte de Portugal. En este modelo no se considera la colisión entre dos dominios continentales remotos, sino el cierre de un océano, en el Silúrico-Devónico, cuya apertura se inicia desde el adelgazamiento cortical cámbrico y rifting ordovícico. El modelo puede ser válido en el NW peninsular pero no puede explicar la vergencia opuesta del complejo de Lizard y del dominio Saxoturínico alemán. Otro modelo geodinámico que merece atención es el de Matte y Burg (1981), más completo, pero similar al anterior, con el cual difiere esencialmente en el sentido de la subducción.

Los datos expuestos aquí sobre el límite ZOM/ZCI y la posición del rift ordovícico dentro de la peculiar corteza de la ZOM, permiten elaborar un modelo basado en los anteriormente aludidos pero que puede hacer compatibles más observaciones geológicas regionales. Hay que señalar que sólo se trata de una aproximación sin pretender de ninguna manera un modelo definitivo, ya que en este estudio no se ha considerado toda la información existente, aunque sí la más relevante. Existen aún puntos oscuros en la geología regional hercínica, con datos escasos y controvertidos, que tendrían que ser aclarados si se pretende un modelo geodinámico definitivo. La principal base de partida para la elaboración del modelo consis-

te en la correlación entre los dominios del Hercínico Peninsular y los del Hercínico Europeo (Fig. 4). Dicha correlación se basa principalmente en la efectuada por Franke y Engel (1983) y Julivert y Martínez (1983). A partir de esta correlación se puede ver como los dominios internos de la Cadena Hercínica Europea se caracterizan por la existencia de dos bandas o zonas paralelas y con rasgos netamente distintos. En la Península Ibérica las dos zonas son la ZOM y la ZCI. La ZOM sería correlacionable con el dominio Saxoturínico alemán y muy probablemente con los dominios Norarmorianos de Bretaña y parte del Macizo Central Francés. Como indican Julivert y Martínez (1983) los dominios no tienen porque ser idénticos en toda su extensión longitudinal, por lo que la correlación puede ser aceptada si se consideran los rasgos fundamentales. La existencia de la ZOM en toda Europa tiene especial incidencia en el modelo geodinámico, sobre todo si se tienen en cuenta las características especiales de este antiguo microcontinente. La evolución paleozóica de la ZOM, y más concretamente el desarrollo de un largo proceso de rifting en su interior desde el Ordovícico Inferior hasta el Silúrico, condiciona en gran medida muchas de las características estructurales del Orógeno Hercínico, como se puede observar en el modelo propuesto. La Fig. 5 presenta de forma esquemática la evolución posible de una porción de corteza perteneciente al borde norte del continente meridional (Gondwana) desde el Precámbrico Superior hasta el Carbonífero. Los pasos indicados en la Fig. 5 son los siguientes:

(1) Precámbrico Superior (Fig. 5a)

Aproximación de un microcontinente (proto-ZOM) menos evolucionado (con menos corteza continental) mediante subducción hacia el norte. Vulcanismo andesítico finiprecámbrico de la ZOM.

(2) Precámbrico terminal-Cámbrico Inferior (Fig. 5b)

Colisión Cadomiense. Formación de la zona de sutura entre la ZOM y ZCI. La zona de colisión está emergida durante todo el Cámbrico (umbral de Pedroches). Deformación y metamorfismo cadomienses en la ZOM y borde sur de la ZCI.

(3) Ordovícico (Fig. 5c)

Distensión. Rifting en la ZOM, que por su naturaleza poco evolucionada (poco espesor) es la más factible de romperse. Magmatismo hiperalcálico en el eje Badajoz-Córdoba y su continuación en la Unidad de Malpica-Tuy.

(4) Ordovícico-Silúrico (Fig. 5d)

El rifting progresa y se desarrollan cuencas oceánicas limitadas por fallas transformantes. Las dos cuencas oceánicas más extensas son las que posteriormente formarán los complejos ofiolíticos del NW peninsular y del Macizo Central Francés. En el eje Badajoz-Córdoba el desarrollo de corteza oceánica sería muy escaso. En el continente del norte tiene lugar la colisión caledónica (Laurasia y Eurasia Occidental).

(5) Silúrico (Fig. 5d y e)

Máxima extensión del océano. Comienza la convergencia entre los continentes del norte y del sur. El ridge centro-oceánico puede transformarse en zona de subducción. Este fenómeno favorecería la obducción de corteza oceánica (Dewey 1980). La corteza de la ZOM, debido a su menor espesor, puede ser también fácilmente montada sobre los dos bordes continentales.

(6) Silúrico-Devónico (Fig. 5e)

Comienza el emplazamiento de los mantos ofiolíticos y la deformación en las zonas internas (límite ZOM/ ZCI y áreas adyacentes). La fracturación extensional (fallas normales) asociadas al rift ordovícico, condiciona el estilo de la deformación en la ZOM. Las fallas son reactivadas ahora como fallas inversas vergentes hacia afuera del eje del antiguo rift. En zonas de colisión lateral (localmente) el eje del antiguo rift es reactivado

como zona de cizalla transcurrente (e.g. eje Badajoz-Córdoba) y en zonas de colisión frontal como zonas de subducción, o de cabalgamiento intracontinental si no hubiera corteza oceánica.

(7) Devónico Superior-Carbonífero Inferior (Fig. 5f)

Etapa principal de aproximación y colisión continental múltiple. La ZOM es pinzada y montada sobre las dos masas continentales del norte y del sur. Las dos zonas de mayor desarrollo de corteza oceánica forman dos salientes en los que la colisión es frontal (Galicia y Macizo Central Francés). En las zonas de sombra pueden darse complejos sistemas de colisión oblicua con posibilidad de formación de zonas distensivas locales y magmatismo bimodal (Faja pirítica y parte de la zona Rhenohercínica). La corteza de la ZCI, y en menor grado la del continente del norte, es hundida bajo la corteza "extruída" de la ZOM. El manto caliente puede ser "intruído" entre ambas zonas favoreciendo la fusión basicortical y mesocortical que caracteriza al plutonismo hercínico de la ZCI y parte de la zona Surportuguesa (ZSP) y sur de Inglaterra. En la Fig. 5g se presenta la correlación de zonas propuesta en la Fig. 4 con el fin de comparar con el resultado final del modelo (Fig. 5f). En el corte b-b' se representan también las cuencas carboníferas Culm más importantes. En este modelo la corteza oceánica obducida en la *Sutura Hercínica Externa* (Aracena-Beja-Lizard) debe tener diferente edad que la que aparece en los complejos ofiolíticos del NW peninsular y Macizo Central Francés. La sutura externa representaría el cierre del océano Iapetus, situado al norte de la Cadena Hercínica (Weber y Behr 1983, pág. 455). Sin embargo, la edad del complejo ofiolítico de Lizard (375 ± 34 Ma, Davies 1984) no permite interpretar a este océano obducido como parte del borde norte del océano (más antiguo). Barnes y Andrews (1986) y Davies (1984) concluyen que "...the magmatic evolution of the Complex was comparable to that of early stages of rifting of a relatively small intracontinental basin...", por lo que podría tratarse, al menos en parte, de un rifting local asociado a las "zonas de sombra" (Fig. 5e) que se producirían durante la colisión hercínica. La posibilidad de colisión oblicua temprana propuesta por Barnes y Andrews (1986) sería compatible con la existencia de las supuestas zonas locales de sombra. Una interpretación similar es la que proponen Pacheco-Santos *et al.* (1985) para explicar el vulcanismo peculiar de la ZSP y los complejos ofiolíticos de la zona de Beja-Aracena. En este caso no parece acertado correlacionar ambos fenómenos ya que las

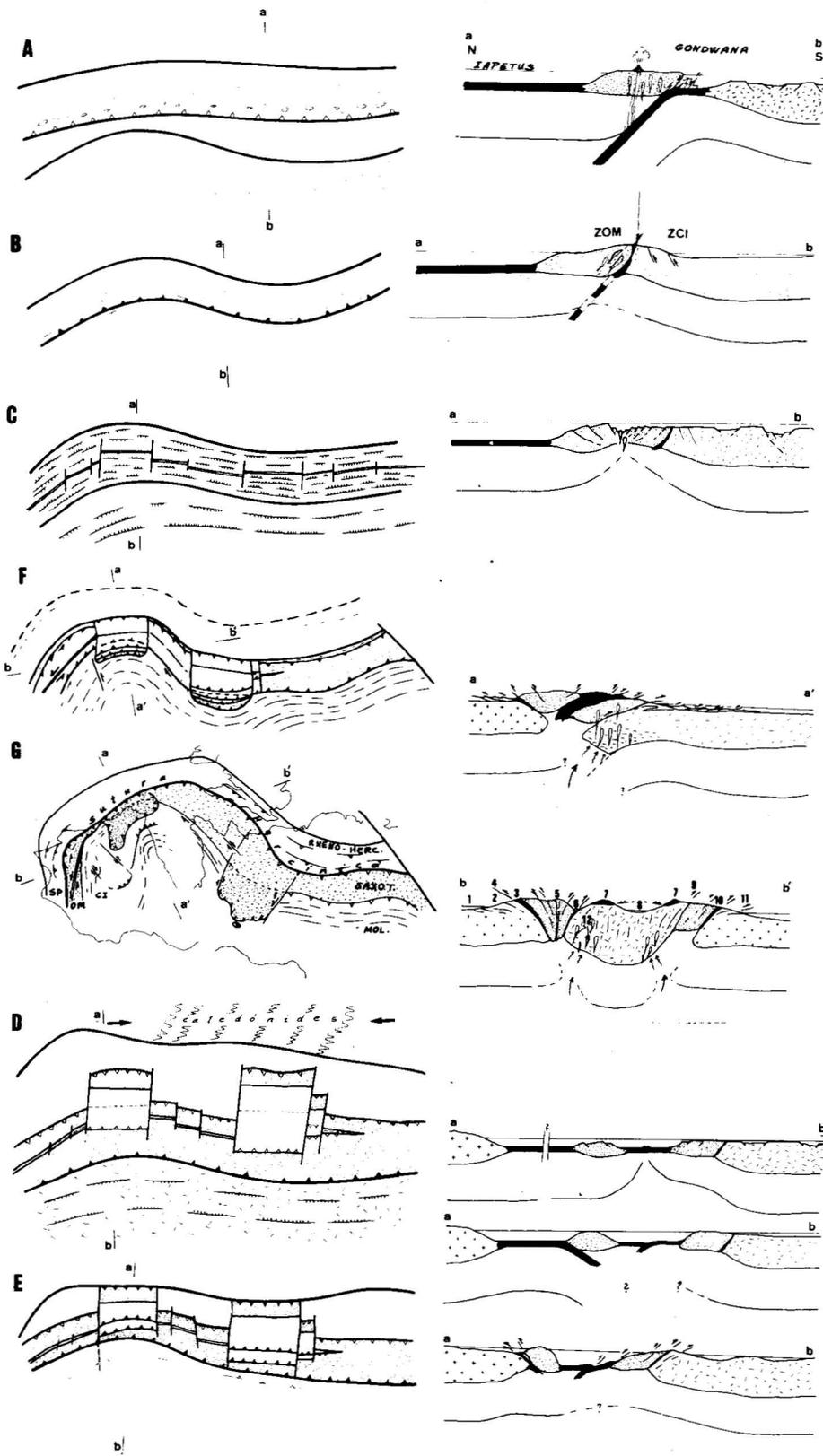


Fig. 5.—Reconstrucción hipotética de tectónica de placas para la Cadena Hercínica de Europa Occidental. Leyenda del corte b-b': 1, Cuenca carbonífera (Culm) de la ZSP. 2, ZSP. 3, Ofiolitas de Aracena-Beja. 4, Cabalgamiento de Ferreira-Ficalho. 5, Eje Badajoz-Córdoba. 6, Cuenca carbonífera (Culm) de Pedroches. 7, Complejos alóctonos del NW peninsular (extensión exagerada en el dibujo). 8, Cuenca carbonífera de la zona Cantábrica. 9, Zona de cizalla surarmórica. 10, Ofiolitas de Lizard. 11, Cuenca carbonífera del S. de las Islas Británicas.

ofiolitas están especialmente relacionadas con la corteza continental de la ZOM (dado el carácter principalmente transcurrente de la deformación, deberían aparecer imbricadas dentro de los materiales vulcanosedimentarios). No obstante, sí parece probable que, al igual que en el dominio rhenohercínico, el vulcanismo bimodal esté asociado a zonas distensivas locales creadas en zonas de sombra durante la colisión hercínica.

Como se ha mostrado en este trabajo, la ZOM estaría unida a la ZCI desde el Precámbrico terminal (Cadomiense), con lo que inevitablemente, y a la vista de la correlación efectuada, la sutura ha de situarse en el borde externo de la ZOM (=Saxoturíngica). Dicha sutura estaría marcada en Europa Central por el límite entre los dominios saxoturíngico y rhenohercínico, en las Islas Británicas por el complejo de Lizard y en la Península Ibérica por el límite entre la ZOM y ZSP jalonado por los complejos de Aracena-Beja. El estilo de la deformación es similar a lo largo de toda la sutura hercínica externa. La deformación puede haber seguido una larga y complicada historia. Barnes y Andrews (1986) deducen en Lizard un primer movimiento de cizalla dextra previo a la colisión final. Similarmente, Crespo-Blanc (1987) y Crespo-Blanc y Orozco (1988) deducen por criterios microestructurales un patrón de deformación con cizallamiento en dirección senestro, y posterior cabalgamiento hacia el sur, en el límite entre la ZOM y ZSP (Macizo de Aracena) en el SW peninsular. Parece pues que la colisión hercínica ha seguido una compleja historia en la que el cizallamiento en dirección ha precedido la colisión final en determinadas zonas. Este fenómeno podría explicar la ausencia de complejos ofiolíticos en muchas partes de la sutura, sobre todo en aquéllos en los que predomina la componente de cizalla transcurrente. Tal mecanismo puede explicar, además, situaciones locales distensivas que se traducen en una asociación magmática peculiar, difícil de encuadrar en un marco de convergencia de placas simple. Posiblemente el rifting devónico superior invocado por Pacheco-Santos *et al.* (1985) para explicar el magmatismo (Devónico Superior-Carbonífero Inferior) de la ZSP, sea simplemente una situación local, previa a la colisión final, como proponen Barnes y Andrews (1986) para el vulcanismo bimodal (Floyd 1982) de la zona rhenohercínica.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo forma parte del Proyecto de investigación 394/84, financiado por la C.A.I.C.Y.T.

Referencias

Aparicio, A.; Barrera, J.L.; Casquet, C.; Peinado, M. y Tinao, J.M. (1977). Características geoquímicas del plutonismo post-metamórfico del SO del Macizo Hespérico. *Studia Geol.*, 12, 9-39.

Barnes, R.P. and Andrews, J.R. (1986). Upper Palaeozoic ophiolite generation and obduction in South Cornwall. *J. Geol. Soc. London*, 143, 117-124.

Bellon, H.; Blachere, H.; Crousilles, M.; Deloche, Ch.; Dixsaut, Ch.; Hertricut, B.; Prost-Dame, U.; Rossi, Ph.; Simon, D. et Tamain, G. (1979). Radiochronologie, evolution tectono-magmatique et implications metallogeniques dans les Cadomovariscides du Sud-Est Hespérique. *Bull. Soc. Geol. France*, 21, 113-120.

Blatrix, P. and Burg, J.P. (1981) 40Ar-39Ar dates from Sierra Morena (Southern Spain): Variscan metamorphism and cadomian orogeny. *N. Jb. Miner. Mh.*, 10, 470-478.

Burg, J.P.; Iglesias, M.; Laurent, Ph.; Matte, Ph. and Ribiero, A. (1981). Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Cordoba shear zone (SW Iberian peninsula). *Tectonophysics*, 78, 161-177.

Castro, A. (1985). The Central Extremadura batholith: geotectonic implications (European Hercynian belt)-an outline. *Tectonophysics*, 120, 57-68.

Castro, A. (1988). Los granitoides deformados del anticlinal del Guadamez (La Serena, Badajoz). *Libro Jubilar de L.C. García de Figuerola*. Ed Rueda, Madrid (en prensa).

Chacón, J. (1981). Superposición de zonas de cizalla en la Formación de Las Grullas (Grupo de Azuaga, Anticlinorio de Badajoz, Córdoba). *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 489-507.

Chacón, J. (1982). El límite entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa-Morena al este de la Tierra de Barros (SW Macizo Ibérico, Badajoz). *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 3, 163-181.

Chacón, J.; Oliveira, V.; Ribeiro, A. y Oliveira, J.T. (1983). La estructura de la zona Ossa-Morena. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I, IGME, 490-504.

Corretgé, L.G. (1983). Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico. In: *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I, 569-593.

Corretgé, L.G.; Ugidos, J.M. et Martínez, F.J. (1977). Les séries granitiques varisques du secteur Centre-Occidental espagnol. In: *La Chaîne Varisque d'Europe Moyenne et Occidentale. Coll. Intern. CNRS*. Rennes, 243, 453-461.

Crespo-Blanc, A. (1987). El macizo de Aracena (Macizo Ibérico Meridional): Propuesta de subdivisión sobre las base de nuevos datos estructurales y petrológicos. *Bol. Geol. Min.*, 98, 507-515.

Crespo-Blanc, A. and Orozco, M. (1988). The Aroche-Aracena ductile shear zone: a major boundary in the south Iberia Massif. *Tectonophysics* (en prensa).

Davies, G.R. (1984). Isotopic evolution of the Lizard complex. *J. Geol. Soc. London*, 141, 3-14.

Delgado-Quesada, M.; Liñán, E.; Pascual, E. y Pérez-Lorente, F. (1977). Criterios para la diferenciación de dominios en Sierra Morena Central. *Studia. Geol.*, 12, 75-90.

Dewey, J.F. (1980). Suture zone complexities: a review. In: M.N. Toksöz, S. Uyeda and J. Francheteau (Eds). *Oceanic Ridges and Arcs. Geodynamic processes*. Elsevier, 487-491.

Dewey, J.F. and Burke, K. (1973). Tibetan, Variscan and Precambrian basement reactivation: products of continental collision. *J. Geol.*, 81, 683-692.

Floyd, P.A. (1982). Chemical variation in Hercynian basalts relative to plate tectonics. *J. Geol. Soc. London*, 139, 505-520.

Franke, W. and Engel, W. (1982). Variscan sedimentary basins of the continent and relation with Southwest England. *Proceedings of the Ussher Society*, 5, 259-269.

García-Casquero, J.L.; Boelrijk, N.A.I.M.; Chacón, J. and Prien, H.N.A. (1985). Rb-Sr evidence for the presence of ordoevian granites in the deformed basement of the Badajoz-Córdoba belt, SW Spain. *Geol. Rundschau*, 74, 379-384.

García de Figuerola, L.C.; Franco, P. y Castro, A. (1983). Ca-

- racterísticas petrológicas del complejo laminar pegmatóide (Serie del Alamo) de las provincias de Salamanca y Avila. *Styd. Geol. Salamant.*, 19, 33-77.
- Gonzalo-Corral, J.C. (1985). El límite entre Ossa-Morena y Centro-Ibérica en la región de Mérida (Badajoz). *VII Reunión del Grupo Ossa-Morena*. V. de los Barros. Sept. 1985 (resumen).
- Heranz, P. (1984). El Precámbrico del NEE de Ossa-Morena: planteamiento y estado de la cuestión, unidades, base para su correlación y esquema evolutivo. *Cuad. Geol. Ibérica.*, 9, 119-211.
- Herranz, P. (1985a). El límite "Ossa-Morena"- "Centroibérica": una cuestión abierta. *VII Reunión del Grupo de Ossa-Morena*. V. de los Barros. Sept. 1985. (resumen).
- Herranz, P. (1985b). El Precámbrico y su cobertura paleozoica en la región centro-oriental de la provincia de Badajoz. *VII Reunión del Grupo de Ossa-Morena*. V. de los Barros. Sept. 1985. (resumen).
- IGME (1983). *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, Madrid.
- Iglesias, M.; Ribeiro, M.L. y Ribeiro, A. (1983). Interpretación aloctonista de la estructura del NW peninsular. In: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, 459-467.
- Julivert, M.; Fontboté, J.M.; Ribeiro, A. y Conde, L.E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000*. IGME (Memoria explicativa).
- Julivert, M.; Vegas, R.; Roiz, J.M. y Martínez-Rius, A. (1983). La estructura de la parte SE de la zona Centroibérica con metamorfismo de bajo grado. In: *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, 477-490.
- Lefort, J.P. et Ribeiro, A. (1980). La faille Porto-Badajoz-Cordoue, a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sub-Armoricain?. *Bull. Soc. Geol. France*, 22, 455-462.
- Lotze, F. (1945). Zur gliederung der Varisziden de Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92.
- Matte, Ph. (1983). Two geotraverses across the Iberoarmorian Variscan arc of western Europe. In: N. Rast and F.N. Delany (Eds.). *Profiles of Orogenic Belts. Am. Geophys. Union. Geodynamic series*. 10, 53-81.
- Matte, Ph. and Ribeiro, A. (1975). Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans le virgations hercynienne de Galice, relations avec le plissement et hypotheses sur la genèse de l'arc Ibero-Armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 280 (D), 2825-2828.
- Ortega, E. y Gil-Ibarguchi, I. (1983). La Unidad de Malpica Tuy ("Complejo Antiguo"- "Fosa Blastomilonítica"). In: *Geología de España. Libro jubilar J.M. Rios*. Tomo I. IGME, 430-440.
- Pacheco-Santos, J.F.H.; Gonçalves, F. and Munhá, J. (1985). Hercynian magmatism in the Sta. Susana region (Acacer do Sal, South Portugal): Identification of a carboniferous convergent plate margin in the southern branch of the Iberian Hercynian chain. *VII Reunión del Grupo de Ossa-Morena*. V. de los Barros. Sept. 1985. (resumen).
- Pascual, E. (1981). *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba (Sector Central de Sierra Morena)*. Tesis Doctoral. Univ. de Granada. 519 págs.
- Ries, A.C. and Shackleton, R.M. (1971). Catazonal complexes of North-West Spain and North Portugal, remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature Ph. Sci.*, 234, 65-68.
- Rossi, Ph. et Tamain, G. (1973). Tectonique tangentielle dans le Paléozoïque et l'Alcudien de l'Extremadure Orientale (Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 276, 905-908.
- San José, M. A. (1984). Los materiales antiordovícicos del anticlinal de Navaipino (provincias de Badajoz y Ciudad Real, España Central). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9, 81-117.
- Weber, K. and Behr, H.J. (1983). Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides. In: H. Martin and F.W. Elder (Eds.). *Intracontinental Fold Belts*. Springer Verlag, Berlin-Heidelberg, 427-469.

Recibido el 8 de enero de 1987
Aceptado el 30 de octubre de 1987