

Cuadernos Geología Ibérica	Vol. 7	Págs. 151-159	Madrid 1981
----------------------------	--------	---------------	-------------

ROCAS ULTRABASICAS METAMORFIZADAS  
EN EL GRUPO DE AZUAGA  
(ANTICLINORIO BADAJOZ-CORDOBA)

POR  
J. CHACÓN \* y F. VELASCO \*\*

RESUMEN

El complejo metamórfico ácido-básico que constituye el grupo de Azuaga contiene anfibolitas con piroxeno y relictos de rocas ultrabásicas desconocidas hasta el momento. En la presente comunicación se describen diversos afloramientos de serpentinitas y metaolivinitas y se ofrecen datos sobre su composición y mineralizaciones asociadas.

Se comenta brevemente la significación de estos afloramientos y del grupo de Azuaga en el contexto regional en que se encuentran estructurados.

ABSTRACT

In the Azuaga Group, a basic-acid metamorphic and mylonitic complex cropping out along the Badajoz-Córdoba in the SW Iberian Massif, pyroxene bearing metabasites and metaultrabasites have been observed. In this note several occurrences of serpentinites and metaolivinites are described and some preliminar petrographical observations presented.

The tectonic meaning of these rocks in the Azuaga Group is briefly discussed in the light of its regional geological environment.

INTRODUCCION

Hasta el momento era desconocida la presencia de rocas ultrabásicas premetamórficas en el SW del macizo Ibérico. Por el contrario,

\* Departamento de Geotectónica. Universidad de Granada.

\*\* Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Universidad del País Vasco.

se conocen ultrabasitas hercínicas como el «cortejo ofiolitoide» de Beja (ANDRADE, 1972, 1977, 1978) y la serie de vulcanitas básicas y serpentinitas de VARAS-GUADALBARBO (CROUSILLES *et al.*, 1976).

En el grupo de Azuaga (CHACON, 1979b), un complejo metamórfico prehercínico integrado por diversas formaciones ácidas y básicas, orto y paraderivadas, que afloran a lo largo del anticlinorio Badajoz-Córdoba, se han localizado tres afloramientos de serpentinitas con magnetita acompañados, en un caso, por olivinitas con pargasita metamorfizadas. Estos afloramientos se sitúan en las formaciones de Valencia de las Torres y de las Grullas, unidades compuestas por rocas cuarzofeldespáticas, anfibolitas y *skarn*, la primera, y esencialmente por milonitas s. l. cuarzo-feldespáticas posiblemente ortoderivadas, la segunda (CHACON, 1979b, 1982).

Dado el interés de este reciente hallazgo, se dan a conocer estos tres afloramientos aun cuando no se ha podido realizar todavía un estudio geoquímico y petrogenético profundo de los mismos. Se ofrecen los primeros datos petrográficos y geológicos de que se dispone y las sugerencias que, de confirmarse el origen ortoderivado, evoca la presencia de un cortejo básico —ultrabásico en este sector del macizo Ibérico.

## DESCRIPCION DE LOS AFLORAMIENTOS

La figura 1 sitúa los afloramientos en el conjunto del grupo de Azuaga. Estos son, enumerados de NW a SE:

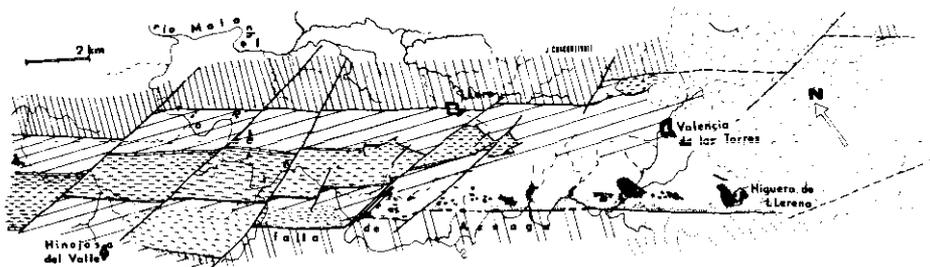


FIG. 1.—Esquema geológico del sector central de la banda milonítica Badajoz-Córdoba. 1. Formación de La Aatalaya.—2. Ortogneis de Ribera del Fresno.—3. Formación de Valencia de las Torres.—4. (Orto)gneis alcalino de La Canchalesa.—5. Serpentinitas y olivinitas pargasíticas.—6. Formación de Las Grullas. a) Cubierta. b) UB. c) Milonitas. d) UN. e) GM.—7. Diques lamprofidicos.—8. Formación de la Dehesa del Marqués (Rifeense Superior).—9. Serie de Casas de Pila (¿Carbonífero Inferior?).

a) Sector del Regajo de las Huertas del Pilar (extremo SE de la hoja 829 de Villafranca de los Barros). Envolviendo la terminación noroccidental del ortogneis de Ribera del Fresno y su aureola de metapelitas (CHACON, 1974, 1979b; CHACON *et al.*, 1980) afloran los gneises anfibólicos, anfibolitas y paragneises cuarcíticos de la formación de Valencia de las Torres. Estas anfibolitas son de grano medio a grueso y presentan frecuentes diferenciados metagabroides de grano muy grueso. Al NE del contacto del ortogneis, en una zona muy recubierta por tierras de labor, aparecen pequeñas masas de serpentinitas de grano fino esquistosas con diseminaciones de menas metálicas grises y color verdoso a blanquecino más o menos rosado. Asociadas a ellas aparecen anfibolitas granoblásticas y esquistosas compuestas por hornblenda, andesina-labradorita, pistacita y productos de alteración. La serpentina se compone de crisótilo y asbesto con magnetita en cristales dispersos en la matriz y en filoncillos tardíos. La misma mena se observa en las anfibolitas descritas.

b) Sector noroccidental de la hoja de Usagre. Se trata de un afloramiento equivalente al anterior. Aparecen serpentinitas oscuras surcadas por filoncillos y venas de magnetita en una serie de anfibolitas esquistosas con granates y escasos relictos de clinopiroxeno, en la proximidad del contacto del ortogneis de Ribera del Fresno.

c) Sector de Las Grullas. La figura 2 es una reducción de la cartografía de afloramientos levantada a escala 1 : 10.000. Una descripción extensa se encontrará en este mismo volumen en CHACON (1982). Indiquemos que entre ultramilonitas cuarzofeldespáticas de la formación de Las Grullas y a escasas decenas de metros de la falla de Azuaga aflora parte de un stock cuya extensión superficial total no debe superar los 500 m.<sup>2</sup>, compuesto por serpentinitas ricas en magnetita y olivinitas esquistosadas. Todas ellas son rocas oscuras parduzcas masivas, las serpentinitas, y en bancos delgados las olivinitas. El afloramiento es muy reducido en extensión visible por situarse en tierras de labor, aunque contrasta el tono oscuro rojizo de las metaultrabasitas con el relieve pardoamarillento en que se enclavan.

Las serpentinitas se componen de antigorita, magnetita y clorita. Hay tres tipos de magnetita: dispersa en cristales idiomorfos en la matriz, dispersa como una diseminación microcristalina y en el interior de la mica verde adaptada a sus planos de exfoliación basal. Además hay magnetita visible a simple vista en filones tardíos que se observan sobre el terreno.

Las rocas parduzcas de foliación decimétrica aparecen más en los derrubios de la zona que en el afloramiento visible. Se componen de olivino y anfíbol incoloro, ambos muy deformados y alterados, junto

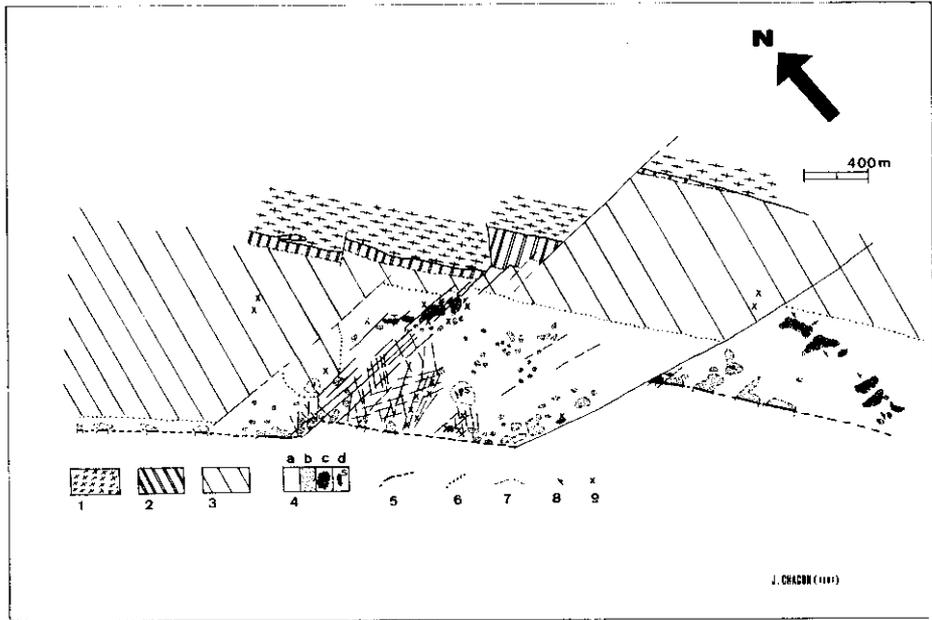


FIG. 2.—Mapa geológico del sector de Las Grullas. 1. Ortogneis de Ribera del Fresno.—2. Metapelitas con granates de la formación Atalaya.—3. Formación de Valencia de las Torres.—4. Formación de Las Grullas: a) Área cubierta. b) UB. c) GM y B. d) Serpentinitas y olivinitas pargasíticas.—5. Falla de Azuaga.—6. Contacto supuesto con la formación de Valencia de las Torres.—7. Contacto con derrubios.—8. Esquistosidad de flujo.—9. Labores e indicios mineros antiguos.

a una mica incolora de birrefringencia muy baja orientada según una esquistosidad grosera de directriz N 20 subvertical.

En platina universal se identificó el olivino como hortonolita de composición  $Fe_{0,9}Fe_{0,1}$  con  $2V_x = 69,6 \pm 2,4$  ( $n = 30$  medidas) y birrefringencia de 0,04. El anfíbol incoloro resultó presentar propiedades compatibles con pargasita con  $2V_z = 116,8 \pm 3,3$  ( $n = 27$  medidas), y birrefringencia en torno a 0,028. La mica incolora es clinocloro biáxico con  $2V_z = 20 \pm 5$  ( $n = 18$  medidas). La roca presenta además magnetita intersticial y en fracturas tardías.

El análisis modal de la roca reflejó, tras 1.200 puntos de contaje, la siguiente composición: olivino, 50 %; pargasita, 20 %; clinocloro, 24 %, y magnetita, 6 %: Los blastos de olivino se presentan cataclastizados, aunque conservan hábitos subredondeados de hasta 6 mm. de diámetro, mientras pargasita aparece en pequeños cristales deformados subprismáticos de hasta 2 mm. de longitud y clinocloro en haces y cristales flexuosos de hasta 3 mm. de longitud. La roca parece haber

sufrido una historia tectónica menos compleja que las ultramilonitas blancas en que se enclavan. Ello sugiere la posibilidad de que se trate de un pequeño stock intruido antes de la etapa de deformación en cizalla superficial cataclástica que sería la responsable de la esquistosidad N 20. Si este rasgo de observación preliminar se confirma en estudios posteriores, no cabe duda de que este cuerpo de olivinita sería hercínico y, por tanto, de un origen bien diferente al de las serpentinitas que acompañan a la serie de anfibolitas de la formación de Valencia de las Torres en los afloramientos antes descritos.

Finalmente indiquemos que la olivinita descrita se puede clasificar como una olivinita pargasítica en el sentido de la anfibololovinita de JOHANNSEN (1938).

## DISCUSION Y CONCLUSIONES

Aunque se han descrito anteriormente *skarn* con serpentina procedentes del metasomatismo de calizas y dolomías en el grupo de Azuaga (CHACON, 1979b), la composición mineralógica y fábrica de aquéllas son muy diferentes de las que presentan las rocas que se han descrito. Los *skarn* son rocas bandeadas en lechos ricos en diópsido, olivino, granate cálcico y otros en anfíbol pargasítico, plagioclasa cálcica, cuarzo, epidota, albita, clorita, actinolita, serpentina y opacos, sin que sea abundante en ninguno de ellos la magnetita. Las serpentinitas del borde NE del ortogneis de Ribera del Fresno aparecen estrechamente asociadas con anfibolitas y, aunque no se puede descartar un origen paraderivado con los datos disponibles, se puede admitir como posible que se trate de cuerpos ultrabásicos serpentinizados que formaron parte inicialmente del magma básico que originó las abundantes anfibolitas. Hay que tener en cuenta que en el grupo de Azuaga se observa una progresiva abundancia de anfibolitas, especialmente al W de Hinojoso del Valle hacia Villafranca de los Barros, donde son predominantes. Abundan, como se ha dicho, los diferenciados pegmatoides y se han observado frecuentemente asociaciones relictas piroxeno-granate. Todo ello podría explicarse por la existencia de un magmatismo básico-ultrabásico premetamórfico en el conjunto del grupo de Azuaga, y con especial intensidad al W de Valencia de las Torres.

La edad de este magmatismo es desconocida. Pudo tener lugar durante el Proterozoico Precoz (PEREZ-LORENTE, 1977; PASCUAL, 1981), o bien durante el Precámbrico más reciente. Datos radiométricos obtenidos sobre circones de los gneises de Cerro Muriano por BELLON *et al.* (1979) indican una edad  $595 \pm 30$  m. a., que puede interpretarse como el registro de un metamorfismo cadomiense o, incluso, como la edad original de las series. Los autores de la datación se inclinan

hacia la primera posibilidad, en cuyo caso el grupo de Azuaga podría ser de una edad precámbrica más o menos antigua bajo el límite de la orogenia cadomiense.

El stock de olivinita pargasítica serpentinizada con magnetita que atraviesa la formación de Las Grullas debió intruir después de la fase de cizalla dúctil profunda (fase I hercínica), por cuanto no quedan vestigios de la deformación plástica o superplástica del olivino. Posiblemente su emplazamiento fue simultáneo o algo tardío respecto a la fase de cizalla dúctil superficial desarrollada durante el funcionamiento sinexorso de la zona de desgarre. En consecuencia, podría tratarse de un pequeño cuerpo ultrabásico emplazado en un momento tardío (¿estefaniense?) de la evolución hercínica.

En una perspectiva más general, la asociación de formaciones ígneas básicas y ácidas con secuencias de carácter ofiolitoide se conoce en diversos puntos de la cadena hercínica. Aparecen afectados por un metamorfismo de alto grado en facies granulitas en el macizo granulítico sajón, donde se supone la existencia de un proceso de creación de corteza oceánica durante el Rifeense Superior Precadomiense. Este proceso se detendría por obducción y subducción de la corteza oceánica recién creada durante episodios compresivos sucedidos durante el Rifense Superior sobre el margen de la alineación sajona central (WERNER, 1981).

El complejo básico-ultrabásico de Belle-Isle-en-Terre, en el NW del macizo armoricano, se compone de metagabros de tendencia calcoalcalina y un volumen de serpentinitas reducido procedentes de ultrabasitas con olivino, clinopiroxeno y espinela. Este complejo aparece envuelto por series de metasedimentos de composición arcósica, silíceo y pizarrosa, de las que está separado por contactos mecánicos (COGNE, 1974). Se le atribuye una edad de  $602 \pm 4$  m. a., según la datación de zircones por el método  $Pb^{206}/U^{238}$  (PEUCAT *et al.*, 1981). Estos autores proponen un modelo orogénico de tipo andino para explicar el emplazamiento del complejo ofiolítico de Belle-Isle-en-Terre y otros cuerpos plutónicos cadomienes del Trégor. Ello implicaría la existencia de un margen continental activo, al sur de una zona de subducción, en el cual intruirían cuerpos calcoalcalinos de la serie diorita-granodiorita-granito. El sur de este margen, en una cuenca marginal (tras arco) de corteza continental adelgazada, se emplazaría el complejo de Belle-Isle-en-Terre (PEUCAT *et al.*, 1981). Esa evolución orogénica presenta claras similitudes con la del dominio panafricano occidental, donde se ubican importantes cuerpos ultrabásicos, y también con la zona de Ossa Morena, en el SW ibérico, cuyo límite septentrional es el anticlinorio Badajoz-Córdoba, donde afloran las metabasitas, serpentinitas y olivinitas objeto de esta nota (CHACON, 1981; LEBLANC y LANCELOT, 1980).

Eclogitas, lentejones de serpentinitas y otroanfibolitas enclavadas en series gneísico-anfibólicas aparecen en el macizo de los Maures centrales, en el SE de Francia, y han sido interpretados como la expresión de una paleosutura hercínica entre dos dominios siálicos diferentes (BARD y CARUBA, 1981).

En el NW del macizo Ibérico son conocidos los complejos básico-ultrabásicos interpretados como unidades alóctonas trasladadas durante el Devónico posiblemente por obducción a partir de una zona de convergencia de placas situada al oeste (RIBEIRO, 1976; BAYER y MATE, 1979; RIBEIRO *et al.*, 1979). La falla Porto-Badajoz-Córdoba habría controlado la evolución del océano protoatlántico actuando como falla transformante de esa zona de convergencia litosférica. De este modo, a lo largo de la faja Badajoz-Córdoba, podrían haber existido retazos de corteza oceánica entre los dominios de Ossa Morena y la zona Centro-Ibérica (LEFORT y RIBEIRO, 1980).

Las diferencias estratigráficas y tectónicas entre las series precámbrica, situadas al NE y SW del anticlinorio Badajoz-Córdoba, y del mismo modo las disimilitudes en la estratigrafía del Paleozoico, han llevado a proponer a ese anticlinorio como el límite entre las zonas de Ossa Morena y Centro-Ibérica (ROBARDET, 1976; PARIS y ROBARDET, 1977; CHACON y PASCUAL, 1979). Ese límite se situaría sobre una paleosutura cadomiense reactivada a lo largo del Paleozoico (CHACON, 1979b).

Igualmente, el límite meridional de la zona de Ossa Morena es interpretado como una sutura hercínica marcada por una zona de *mélange* y el cortejo ofiolitoide de Beja (ANDRADE, 1972, 1978, etc.).

De este modo parece que el SW ibérico está formado por un conjunto de microplacas que a lo largo de las orogenias cadomiense y hercínica, al menos, se han suturado en límites sucesivos de convergencia y colisión de placas litosféricas (ANDRADE, 1978; BERNARD, 1977; CHACON, 1981d; DEWEY y BURKE, 1973; LORENZ, 1976; PARIS y ROBARDET, 1977, etc.).

En este contexto cobra un gran interés el estudio geoquímico y petrogenético del magmatismo básico-ultrabásico y ácido prehercínico y de los enclaves ultrabásicos tardihercínicos como el descrito en esta nota.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANDRADE, A. S. S. (1972): «Problèmes géologiques et métallogéniques de l'Alentejo Central (Portugal)». *Mem. e Not. Coimbra*, 73, 66-79.  
— (1977): «The Beja Ophiolitic Complex in Southern Portugal: a preliminary description». *Mem. e Not. Coimbra*, 84, 49-57.

- (1978): «The problem of ophiolites in Meso-Europe». *Mem. e Not. Coimbra*, 85, 37-43.
- (1979): «Aspectos geoquímicos do Ofiolitoide de Beja». *Com. Serv. Geol. Port.*, LXIV, 39-48.
- ANDRADE, A. S. S.; PINTO, A. F. F., y CONDE, L. E. N. (1976): «Sur la géologie du Massif de Beja: observations sur la transversale d'Odivelas». *Com. Serv. Geol. Port.*, LX, 171-206.
- BARD, J. P., y CARUBA, M. (1981): «Les séries leptyno-amphiboliques à eclogites relictuelles et serpentinites des Maures, marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une croûte amincie?». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 292, D, II, 611-614.
- BAYER, R., y MATTE, Ph. (1979): «Is the mafic/ultramafic massif of cabo Ortegal (Northwest Spain) a nappe emplaced during a Variscan obduction? A new gravity interpretation». *Tectonophysics*, 57, 9-18.
- BERNARD, J. (1977): «Essai typologique et cadre géotectonique des gisements volcano-sédimentaires d'âge dévono-dinantien de l'Europe occidentale». *Coll. Inter. C. N. R. S.*, 243, 293-311.
- BELLON, H., et al. (1979): «Radiochronologie, évolution tectono-magmatique et implications métallogéniques dans les Cadomo-variscides du Sud-Est hispanique». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XXI, 2, 113-120.
- COGNE, J. (1974): «Le Massif Armoricaïn», en J. DEBELMAS, ed., *Géologie de la France*, Paris, Doïn, 105-161.
- CROUSILLES, M.; DIXSAUT, Chr.; HENRY, B., y TAMAIN, G. (1976): «L'alignement basique-ultrabásique du Varas-Guadalbarbo (Cordoue, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, 283, D, 1141-1144.
- CHACÓN, J. (1974): «Metamorfismo dinámico en la banda Badajoz-Córdoba: los gneises miloniteas de Higuera de Llerena». *B. G. M.*, 95-96, 700-712.
- (1979b): *Estudio geológico del sector central del anticlinorio Badajoz-Córdoba (SW del macizo Ibérico)*. Tesis doctoral, mem. inéd., 1 tomo, 729 págs.
- (1980): «Episodios de blastesis y deformación en la formación de la Dehesa del Marqués, Usagre, Badajoz (macizo Ibérico meridional)». *Mem. e Not. Coimbra (in press)*.
- (1981b): «Nuevas ideas tectónicas sobre la evolución del SW del macizo Ibérico». *Livro Homenagem a Prof. Carlo Teixeira*, Serv. Geol. Portugal (*in press*).
- (1981c): «Variscan and Prevariscan tectonometamorphic events in the Southwestern Iberian Massif. A critical report», en KARAMATA y SASSI, eds., *IGCP*, núm. 5, Newsletter, 3, 38-43.
- (1981d): «El Precámbrico de la zona de Ossa Morena (macizo Ibérico meridional)». *Real Acad. Ciencias Ex., Fís. y Nat. (in press)*.
- (1982e): «Superposición de zonas de cizalla en la formación de Las Grullas (grupo de Azuaga, SW del macizo Ibérico)» (en este volumen).
- CHACÓN, J., y PASCUAL, E. (1979): «El anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba divisoria entre las zonas Centro-Ibérica y Ossa Morena (SW del macizo Ibérico)». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 8 y 9, 21-37.

- CHACÓN, J.; MARTÍN-RUBÍ, J. A., y PESQUERA, A. (1980): «El ortogneis de Ribera del Fresno: un cuerpo granítico intrusivo prehercínico aflorante en el sector central del anticlinorio Portalegre-Badajoz-Córdoba». *B. G. M.*, XCI-V, 661-674.
- CHACÓN, J.; RODRÍGUEZ-GORDILLO, J., y MARTÍN-RUBÍ, J. A. (1982): «Génesis de ultramilonitas blancas de la falla de Azuaga (SW del macizo Ibérico)» (en este volumen).
- DEWEY, J. F., y BURKE, K. (1973): «Tibetian, Variscan and Precambrian basement Reactivation Products of Continental Collision». *J. Geol.*, 81, 683-692.
- LEBLANC, M., y LANCELOT, J. R. (1980): «Interpretation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'AntiAtlas (Maroc) à partir des données géologiques et géochronologiques». *Canadian J. Earth. Sc.*, 17, 142-145.
- LEFORT, J. P., y RIBEIRO, A. (1980): «La faille Porto-Badajoz-Cordoue a-t-elle contrôlé l'évolution de l'océan paléozoïque sud-armoricain?». *Bull. Soc. Géol. France*, XXII, 3, 455-462.
- LORENZ, V. (1976): «Formation of Hercynian Subplates: Possible causes and consequences». *Nature*, 262, 374-377.
- PARIS, F., y ROBARDET, M. (1977): «Paléogéographie et relations ibero-armoricaines au Paléozoïque antécarbonifère». *Bull. Soc. Géol. France* (7), XIX, 5, 1121-1126.
- PASCUAL, E. (1981): *Investigaciones geológicas en el sector Córdoba-Villaviciosa de Córdoba*. Tesis doctoral, Mem. inéd., 519 págs., 1 tomo.
- PÉREZ LORENTE, F. (1977): *Geología de la zona de Ossa Morena al norte de Córdoba*. Tesis doctoral, Universidad de Granada.
- PEUCAT, J. J.; HIRBEC, Y.; AUVRAY, B.; COGNE, J., y CORNICHE, J. (1981): «Late Proterozoic Zircon ages from a basis-ultrabasic complex: A possible Cadomian orogenic complex in the Hercynian belt of western Europe». *Geology*, 9, 169-173.
- RIBEIRO, M. L. (1976): «Considerações sobre una ocorrência de crossite em Tras-os-Montes oriental». *Mem. e Not. Coimbra*, 82, 1-16.
- RIBEIRO, A. (1981): «A geotraverse through the Variscan fold belt in Portugal». *Geol. en Mijnbouw.*, 60, 41-45.
- ROBARDET, M. (1976): «L'originalité du segment hercynien sud-ibérique au paléozoïque inférieur: Ordovicien, Silurien et Devonien dans le Nord de la province de Séville (Espagne)». *C. R. Acad. Sc. Paris*, D, 283, 999-1002.
- WERNER, C. D. (1981): «Outline of the evolution of the magmatism in the G.D.R.», en *Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif*. Guide book of Excursions. Acad. Sc. G.D.R., Postdam-Freiberg, 17-69.