

El Macizo de Mérida, un arco volcánico cadomiense reactivado en el hercínico.

The Merida Massif, a cadomian volcanic arc reactivates into Hercynic Orogeny.

A. Bandrés (*), L. Eguiluz (*), J. C. Gonzalo (**), M. Carracedo (***)

(*) Dpto. Geodinámica. Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco. Ap. 644, 48080 Bilbao.

(**) Dpto. Geología. Fac. Ciencias. Universidad de Salamanca. C/Plaza Caldos s/n. 37008 Salamanca.

(***) Dpto. Petrología y Mineralogía. Fac. Ciencias. Universidad del País Vasco. Ap. 644, 48080 Bilbao.

ABSTRACT

The Merida igneous outcrops are situated in the Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina Domain (DOVPR) of the northern Ossa-Morena Zone (Iberian Massif). This massif is composed by plutonic and volcanic rocks. These rocks are found under basal Cambrian. Plutonic rocks are made up of garnet-bearing ultramafic cumulates, coarse grain diorites with cumulate textures and fine grain diorites and acid rocks. The Cadomian volcanoclastic succession is formed by Serie Negra. This succession at the top is very volcanic and volcanoclastic. These materials are affected by Hercynian Orogeny. Hercynian deformations resulted in large-scale sinistral wrenching of ductile-brittle character. These deformations are similar to, and coherent with those recorded within the Badajoz-Córdoba shear belt during the same event.

Key words: volcanic, Cadomian, Hercynian, Ossa Morena.

Geogaceta, 25 (1999), 27-30

ISSN: 0213683X

Introducción.

La región de Mérida fue estudiada con detalle por Gonzalo (1987), quien diferencia tres facies plutónicas hercínicas principales, ortogneises, rocas básicas e intermedias y rocas ácidas, intruidas en materiales vulcanosedimentarios (Serie Anfibolítica). En cuanto a la tectónica establece que este área ha sido deformada durante la Orogénesis Hercínica dentro de una banda de cizalla izquierda de forma semejante a lo acaecido en el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (CBBC).

En este trabajo se presenta una revisión cartográfica de este área y de los sectores situados inmediatamente al Este, que ha permitido relacionar parte de estas rocas (rocas básicas y Serie Anfibolítica) con el conjunto de rocas ígneas que constituyen el zócalo preordovícico del Dominio de Ovejo-Valsequillo-Puebla de la Reina, DOVPR (Apalategui y Pérez-Lorente, 1983) e reinterpretar su evolución de forma compatible con los modelos recientes propuestos para la Zona de Ossa-Morena, ZOM, y otras áreas equivalentes (Macizo Armoriano del norte de Bretaña, Eguiluz *et al.*, 1995).

Se ha incluido dentro del Macizo de Mérida el conjunto de rocas ígneas plutónicas intruidas en materiales pelíticos y vulcanosedimentarios de edad precámbrica. Se han distinguido dos conjuntos, el primero de composición diorítica y el segundo de composición tonalítica.

Marco geológico

El DGVPR (Delgado Quesada 1977, Apalategui *et al.*, 1983), es una banda situada al sur del batolito de Los Pedroches y al norte del CBBC. Tradicionalmente este Dominio se ha caracterizado por la existencia de una secuencia preordovícica de afinidad Ossa-Morena, sobre la que reposa discordante una serie paleozoica de afinidad centroibérica (Julivert *et al.*, 1974). El límite SW es la falla de Hornachos, que la separa del CBBC (Abalos, 1990). Al NE los contactos son más problemáticos y mientras en Portugal el límite podría corresponder al cabalgamiento de Portalegre o al de Alegrete donde la ZOM cabalga sobre la Zona Centroibérica, ZCI (Pereira y Silva, 1995, Brandao Silva *et al.*, 1994, Gama Pereira, 1987),

en el sector español solo se ha definido en la zona de Peñarroya, donde materiales proterozoicos a devónicos cabalgan sobre la cuenca carbonífera de Los Pedroches (Apalategui y Pérez Lorente, 1983). Por el contrario Azor (1994) y Martínez Poyatos (1997) consideran el DOVPR como parte de la ZCI cabalgando a lo largo del CBBC sobre la ZOM. Recientemente se ha propuesto que el límite entre la ZOM y la ZCI corresponde a un accidente a lo largo del cuál la primera cabalga hacia el norte sobre la segunda, el cabalgamiento de Alegrete-San Pedro de Mérida-Montoro.

En este Dominio el zócalo preordovícico muestra deformación y metamorfismo cadomiense y una subsecuente deformación hercínica con componentes transpresivos que dan lugar a una estructura en flor (Apalategui y Pérez Lorente, 1983; Castro, 1988; Pereira y Silva, 1995), cuyo borde norte corresponde al límite entre ambas Zonas.

Finalmente, cortando a todo, se encuentran distintos cuerpos graníticos hercínicos (plutón de Proserpina y granito del Berocal; figura 1) relacionados con el batolito de Los Pedroches, que no se abordan en este trabajo y que corresponden a las rocas ácidas de Gonzalo (1987).

Litoestratigrafía del Macizo de Mérida

Materiales precámbricos.

Dentro de los materiales de edad Precámbrica (Serie Anfibolítica de Gonzalo, 1987) se ha diferenciado una formación basal comparable a la Serie Negra (Rifeense), típica de otros sectores de ZOM (Carvalho 1965, Egufluz 1988), y una Serie Volcanoclástica, que hemos denominado de D. Alvaro, situada por encima (figura 1).

Serie Negra.

Se caracteriza, igual que en el resto de la ZOM (Carvalho 1965, Egufluz 1988), por presentar niveles decimétricos de cuarcitas negras intercalados en una serie formada por grauwas, rocas volcanoclásticas retrabajadas, niveles de pelitas y abundantes anfibolitas de grano fino con fábrica planolineal. Presentan un metamorfismo regional del grado medio (granate-estauroлита, Quesada y Dallmeyer 1994).

Serie Volcanoclástica de Don Alvaro

En transito gradual sobre la Serie Negra, aflora una potente sucesión constituida en su tramo inferior por grauwas, esquistos biotíticos, cuarzoquistos y es-

quistos verdes. Por encima presentan intercalaciones volcánicas, representadas por riolitas, riolacitas y anfibolitas de grano fino-medio, más abundantes a techo de la Serie. Algunas de estas anfibolitas son diques dioríticos con texturas ígneas preservadas y fábrica planar. A techo, la secuencia ya predominantemente volcánica, intercala además paquetes cuarcíticos de grano fino, cineritas, tobas cristalinas y algunos niveles de esquistos biotíticos y cuarzoquistos.

Esta Serie está afectada por un metamorfismo de contacto ligado al emplazamiento de las intrusiones cadomienses. Este metamorfismo, puesto de manifiesto en la recristalización de las riolitas y la blastesis de andalucita en los esquistos, se superpone a un metamorfismo regional de grado bajo (Gonzalo, 1987) y más patente cuando afecta a los términos superiores de la Serie.

Intrusiones Cadomienses

Se han diferenciado dos unidades plutónicas que hemos denominado i) Unidad Diorítica y ii) Unidad Leucotonalítica. Dichas Unidades están constituidas por distintas facies que intruyen sobre las formaciones precámbricas descritas. En la zona de estudio los contactos con las formaciones paleozoicas son mecánicos. Sin embargo en áreas próximas (sector de Alange), la Formación Torreárboles, datada como Ovetiense inferior (Cámbrico

basal, Apalategui et al., 1985b), descansa discordante sobre la Sucesión Volcanoclástica y rocas de la Unidad Diorítica (Gabros de Alange).

Unidad Diorítica

Dentro de esta unidad se han agrupado diversas facies que tienen en común su composición esencialmente diorítica: i) gabros de Alange, dioritas-granodioritas de D. Alvaro, ii) dioritas de grano grueso, iii) dioritas de grano medio-fino. Todo el conjunto está afectado por un metamorfismo regional de grado bajo-muy bajo (actinolita-clorita-cuarzo-albita y biotita-clorita-epidota-clinozoisita-opacos).

Los gabros afloran al sur de la localidad de Don Alvaro y se continúan en la margen izquierda del río Guadiana en los denominados gabros de Alange (Apalategui et al., 1985b). Son rocas de grano medio, muy máficas, hipidiomórficas con fuertes evidencias de deformación. Están constituidas por anfíbol verde, plagioclasa cálcica (labradorita) y piroxeno. El piroxeno y el anfíbol presentan texturas acumulativas. Ilmenita y esfena son los minerales accesorios.

Las dioritas-granodioritas de Don Alvaro ocupan las inmediaciones del pueblo del que toman el nombre. Contactan mecánicamente por el sur con los gabros de Alange y por el norte con la Serie Volcanoclástica. Inducen un neto metamorfismo en las facies volcanoclásticas. Son rocas de grano grueso, de tonos claros, con textura hipidiomórfica, compuestas principalmente por plagioclasa intermedia-ácida y cantidades menores de cuarzo y feldespato. El anfíbol es escaso y de carácter intersticial. Como minerales accesorios presentan ilmenita, esfena y opacos. Responden modalmente a composiciones granodioríticas a dioríticas. Con frecuencia presentan enclaves microgranudos, redondeados o elípticos, parcialmente reabsorbidos, asimilables a la facies diorítica de grano fino.

Las facies dioríticas de grano grueso afloran en el sector occidental del macizo, al norte de Mérida. En su borde norte se sitúan mecánicamente sobre las facies leucotonalíticas y el encajante paleozoico. En su terminación noroccidental están intruidas por el plutón granítico hercínico de Proserpina. Su borde meridional es transicional hacia las facies dioríticas de grano fino. Los afloramientos de esta facies coinciden a grosso modo con el de las rocas básicas e intermedias delimitado por Gonzalo (1987). Son rocas equigranulares de grano grueso, con texturas hipidiomórficas a alotriomórficas, de mi-

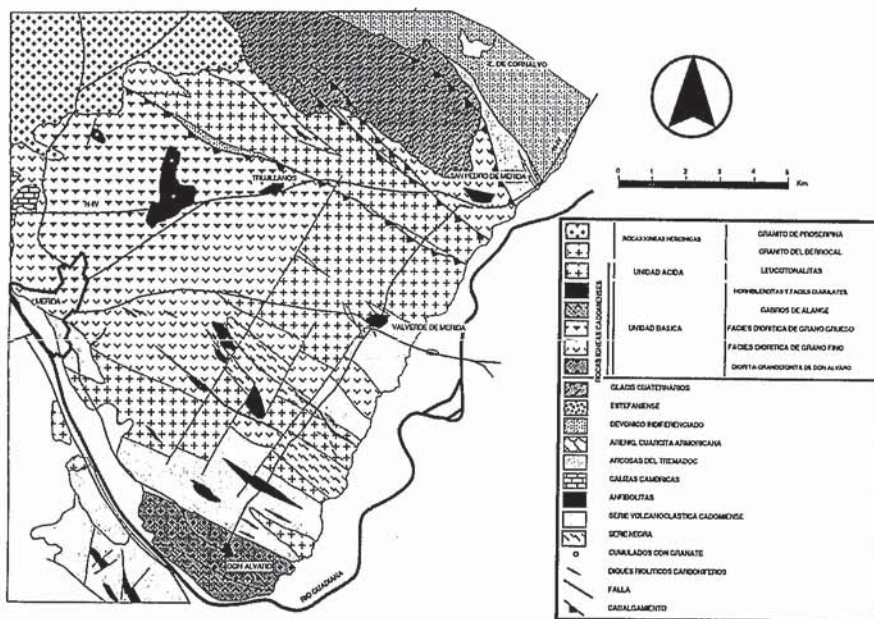


Fig.1. Mapa simplificado del Macizo cadomiense de Mérida.

Fig.1. Simplified geological map of the Cadomian Massif of Mérida (Iberian Massif, Spain).

neralología sencilla y muy constante, formadas por anfíbol verde y plagioclasa (andesina). La hornblenda aparece en masas de cristales subeuhedrales, con restos de piroxeno, e inclusiones de opacos, apatito y esfena, con los bordes alterados a actinolita fibrosa, epidota y clorita. La plagioclasa aparece intensamente alterada a epidota, clinozoisita, calcita y micas blancas. Dispersas en toda esta facies aparecen, en contacto gradual, masas de escala métrica constituidas por hornblenditas acumulativas y niveles estratificados en los que alternan gabros, dioritas y verdaderas anortositas. Algunas de estas masas alcanzan dimensiones kilométricas y han sido diferenciadas en cartografías. Estas masas cartografiadas afloran también en el seno de las dioritas de grano fino, y su descripción se realiza con posterioridad a la de la facies fina.

Las dioritas de grano fino son en parte equivalentes a las rocas básicas e intermedias (cuarzodioritas) de Gonzalo (1987). Afloran en el sector central de la zona estudiada intruyendo sobre los materiales Precámbricos. Presentan contactos graduales con las facies gruesas y mecánicas con las leucotonalitas, siendo intruidas por los granitos hercínicos (plutón de Proserpina) en su borde noroccidental. Son rocas mineralógicamente similares a las dioritas de grano grueso pero de tamaño de grano fino-medio. Estas rocas no presentan estructuras estratificadas, pero si enclaves de los términos más básicos (dioritas de grano grueso y gabros acumulativos).

Las hornblenditas y rocas acumulativas aparecen asociadas a las dioritas de grano grueso y fino con contactos casi siempre graduales. Las hornblenditas son acumulados de hornblenda pargasítica, de grano grueso a muy grueso (0.5 a 2-4 cm), que aparecen en lentejones y masas elongadas incluidas dentro de un conjunto estratificado de origen acumulativo. Este conjunto está constituido por bandas de escala decimétrica, en las que las variaciones modales dan lugar a una compleja secuencia petrológica, con alternancia de gabros, dioritas y anortositas. En las hornblenditas y dioritas aparecen en ocasiones granates idiomorfos de tamaño centimétrico.

Unidad leucotonalítica

Ocupa las zonas externas del Macizo, a excepción del borde occidental, intruyendo y metamorfozando a las formaciones proterozoicas. Presentan relaciones complejas con las facies dioríticas. Los datos de campo indican que las leucoto-

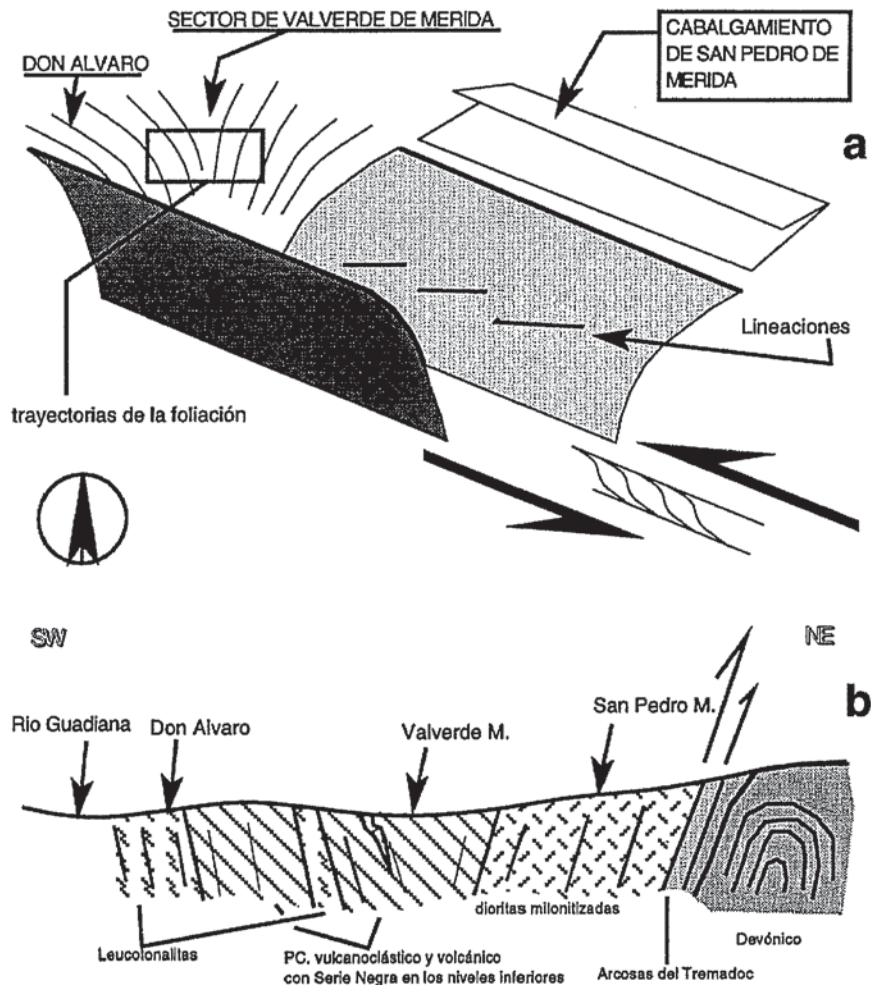


Fig.2. a) Modelo tridimensional de la deformación y disposición de las principales estructuras en el área de Mérida. Obsérvese la disposición en flor positiva asimétrica vergente al NE. b) Corte tipo (SW-NE) entre Don Alvaro-Valverde de Mérida-San Pedro de Mérida.

Fig.2. a) Tridimensional model of deformation and location of main structures in the Meria area. Asymetrical flower structure with NE vergences can be notice. b) Section across Don Alvaro-Valverde de Mérida-San Pedro de Mérida (SW-NE).

nalitas son coetáneas o ligeramente posteriores a las dioritas de grano fino. En el sector de Guareña, próximo al área estudiada, las leucotonalitas cortan a las dioritas y se observan procesos de mezcla lo que origina localmente litologías de grano medio de composición granodiorítica. Esta facies, que se corresponde con los ortogneises de Gonzalo (1987), está integrada por rocas de composición esencialmente leucotonalítica, de aspecto muy homogéneo, aunque modalmente varían entre tonalitas y granodioritas. Tienen un tamaño de grano fino a medio y están formadas por porfidoclastos de plagioclasa ácida, cuarzo y feldespato perfitico, ambos alotriomorfos. La biotita, de grano fino y

muy escasa, aparece asociada a otros minerales secundarios como cuarzo, epidota, clorita, moscovita, especialmente en rocas muy deformadas. Los minerales accesorios son circón, apatito, esfena y opacos.

Materiales Paleozoicos.

La secuencia paleozoica es discordante sobre los materiales precámbricos y las intrusiones cadomienses. Los niveles más bajos están constituidos por 300-400 metros de arcosas del Tremadoc, en cuya base se intercalan conglomerados poligénicos (30-50 metros), con cantos de hasta 30 cm, algunos de los cuales corresponden a dioritas de

grano medio. Por encima se sitúa una alternancia de pizarras y cuarcitas devónicas (Gonzalo 1987, Pardo Alonso 1995) y, ya discordante sobre ella, molasas posthercínicas estefanienses.

Estructura del sector de Mérida

Se ha realizado un corte detallado a lo largo de la carretera de Don Alvaro-Valverde de Mérida-San Pedro de Mérida, que se ha continuado varios kilómetros hacia el NE (Fig. 2b).

Los materiales del Macizo de Mérida presentan una tectonización cuya intensidad se incrementa sensiblemente hacia el norte. En el sector de Valverde de Mérida aparecen las facies menos deformadas. En estas facies es patente el desarrollo de bandas centimétricas de cataclasis superpuestas a la foliación. Estas rocas esporádicamente presentan niveles centimétricos a decimétricos de ultramilonitas (110N/40N-70SE/40NE, dominando las vergencias al SE) concordantes con la foliación, que aparecen con morfologías alabeadas. Las lineaciones tienen direcciones norteadas (N40°E) con inclinaciones hacia el SW. También aparecen estructuras que indican retrocabalgamientos menores hacia el SW. Hacia San Pedro de Mérida pasan a dominar las dioritas que presentan una foliación discreta que se hace más penetrativa hacia el N, evolucionando hacia una foliación protomilonítica-milonítica. Con frecuencia se observan paquetes de ultramilonitas métricas (3-5 metros de potencia) concordantes con la foliación, que corresponden mayoritariamente a antiguos diques ácidos en los que se concentra la deformación (140-150N/80SE a vertical/40-60N), así como bandas de arcosas y pizarras paleozoicas pellizcadas en las cizallas mayores. El contacto con el Paleozoico está fuertemente tectonizado con 300 metros de dioritas miloníticas a ultramiloníticas con una foliación constante a 160-180N/60-80SW/40-50N que aparecen cabalgando sobre las arcosas del Tremadoc, muy tectonizadas en el contacto (140N/60SW/40-45N). Las arcosas

se disponen cabalgantes sobre el Devónico Inferior y Medio, que aparece intensamente deformado (170N/60SW/40N), con una foliación muy penetrativa que se atenúa hacia el NE. El Devónico dibuja una antiforma verticalizada (Sierra Bermeja) con estructuras cabalgantes de escala métrica, que en todo el sector de Mérida aparece por delante del cabalgamiento de San Pedro de Mérida. Estructuras menores, como cuñas y sigmoides, confirman el carácter transpresivo de la deformación. Se trata de la misma disposición que aparece en el Macizo de Valle de la Serena (Bandrés et al., en prensa), en donde rocas ígneas cadomienses cabalgan sobre arcosas y éstas sobre el Devónico, con una componente transcurrente izquierda importante.

Todo el Macizo aparece cortado por fallas tardías que llevan asociada una foliación irregular de dirección 030N y subvertical, que traspone la foliación previa.

Conclusiones

El Macizo de Mérida se sitúa en el contacto de la ZOM con la ZCI que corresponde en este sector a un cabalgamiento mesocrustal a través del cual materiales de afinidad ossa-morénica se disponen sobre la ZCI. Este contacto presenta una componente transcurrente izquierda importante que condiciona la estructura en flor asimétrica que presenta el Macizo de Mérida y que es coherente y complementaria con la estructura propuesta para el Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba (Abalos 1990).

Los materiales cadomienses son de naturaleza intrusiva y volcánica-volcanoclástica y representan los restos de un arco magmático juvenil. Las rocas intrusivas son de naturaleza básica-intermedia y presentan una evolución petrogenética compleja, por diferenciación magmática. Las rocas volcánicas encajantes tienen en sus términos basales materiales comparables con la Serie Negra, que progresivamente pasan a términos volcánicos ácidos y básicos muy potentes.

Referencias

- Abalos B. (1990). *Tesis Doctoral*. Univ. País Vasco. 430 pp.
- Apalategui O., Contreras F., Jorquera A., Villalobos M., Eguiluz, L. 1985a. IGME. *Mapa Geológico, Escala 1:50.000 n° 804 de Oliva de Mérida*. M° Ind. Energía.
- Apalategui O., F. Jorquera, A. Villalobos, M. (1985b). IGME. *Mapa Geológico, Escala 1:50.000 n° 803 de Almendralejo*. M° Ind. Energía.
- Apalategui O., Pérez-Lorente F. (1983). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*. XVIII. 193-200.
- Azor Pérez A. (1994). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 314 pp.
- Bandrés, A., Ordoñez, B., Eguiluz, L. and Carracedo, M. (1998). *Geogaceta*, in press.
- Carvalho S. (1965). *Serv. Geol. Portugal. Mem.* 11, 130 pp.
- Castro A. (1988). 413-426. en «*Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*».
- Delgado Quesada M., Liñán E., Pascual E., Pérez-Lorente F. (1977). *Stud. Geol.*, XII 75-90.
- Eguiluz L. (1988). *Tesis Doctoral* Univ. País Vasco. 694 pp.
- Eguiluz, L., Apraiz, A., Abalos, B., Martínez-Torres, L.M. (1995). *Geol. France*, n° 3, pp. 35-47.
- Gama Pereira L.C. (1987). *Tesis Doctoral*. Univ. Coimbra. 331 pp.
- Gonzalo J.C. (1987). *Tesis Doctoral* Univ. de Salamanca. 327 pp.
- Julivert M., Fontboté J.M., Ribeiro A., Nabais Conde L.E., (1974): «*Mapa Tectónico de la Península y Baleares*», Escala 1:1.000.000. IGME.
- Martínez Poyatos D.J. (1997). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 255 pp.
- Pardo Alonso M.V., García-Alcalde J.L. (1996). *Rev. Esp. de Paleo.* N° Extraordinario, 72-81.
- Pereira, M. F. y Silva, J. B. (1995). *XIII R. G. O. P.* 135-139.
- Quesada, C. y Dallmeyer, R.D. (1994). *Tectonophysics* 231. pp. 195-213.
- Silva J. B., Ribeiro A., Oliveira J. T., Piçarra J. M., Araujo A. (1994) *Bol. Geol. Min.* 105-6. 531-536.