

El complejo ígneo de Valle de La Serena: características y significado geodinámico.

The Valle de La Serena igneous complex: Characteristics and geodynamic significance.

A. Bandrés*, B. Ordoñez**, L. Eguiluz* y M. Carracedo***

*Dpto. Geodinámica UPV-EHU P.O. Box 644. 48080, Bilbao.

**Dpt. Earth Sciences ETH. Sonneggstrasse 5 CH-8092 Zürich, Suiza

***Dpto. Mineral. Petrol. UPV-EHU P.O. Box 644. 48080, Bilbao.

ABSTRACT

The Valle de la Serena igneous outcrops are situated in the Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina domain of the northern Ossa-Morena zone (OMZ, Iberian Massif). This sector is considered to correspond to the contact area between the Central Iberian zone (CIZ) and the OMZ. It is composed of a Precambrian volcanic basement with calc-alkaline intrusive granitoids. Lower Ordovician microconglomeratic arkoses and Armorican quartzite from the CIZ occur discordantly overlying the Precambrian basement. The Middle and Upper Paleozoic sequence exhibits characteristics similar to those of the CIZ, being represented mainly by clastic rocks. 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. SHRIMP U-Pb dating of zircons from deformed igneous rocks of the Valle de la Serena sector have yielded protolith ages of ca. 570 Ma.

Key words: Ossa-Morena, Central Iberian, Precambrian, transpressive deformation, geochronology, granitoids.

Geogaceta, 25 (1999), 31-34
ISSN: 0213683X

Marco geológico

El Macizo Plutónico de Valle de la Serena está situado en el Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Delgado Quesada, 1977, Apalategui y Pérez Lorente, 1983), al sur del batolito de los Pedroches y al norte del Corredor Blastomilonítico de Badajoz-Córdoba. Este Dominio está formado por una secuencia preordovícica de afinidad osamorénica, sobre la que reposa discordante una serie paleozoica de afinidad centroibérica (Julivert *et al.*, 1974). El límite SW es la falla de Hornachos, que lo separa del Corredor (Abalos, 1990). Al NE los contactos son más problemáticos y mientras en Portugal el límite corresponde a los cabalgamientos de Portalegre o Alegrete (Silva, 1994, Pereira y Silva, 1995), en el sector español solo se observa en la zona de Peñarroya, donde el Proterozoico y el Paleozoico inferior cabalgan sobre el Devónico o sobre la Cuenca Carbonífera (Apalategui y Pérez Lorente, 1983).

El macizo de valle de la serena

El Macizo de Valle de la Serena (Granitoides de Guadalmez de Castro 1988)

es un cuerpo ígneo tectonizado, de morfología sigmoidal (35 x 10 km), formado mayoritariamente por granitos porfídicos, intruidos por masas y diques dioríticos (Fig. 1). El encajante, que aflora únicamente pellizcado en una banda de cizalla, está formado por rocas volcánicas ácidas, afectadas por un metamorfismo térmico que desarrolla una asociación integrada por Bt+Qtz+Clh+Ms y preserva numerosos fenocristales de cuarzo. A escala regional, este encajante está constituido por una formación volcano-sedimentaria, integrada por metapelitas y metavulcanitas (ácidas y básicas, con abundancia de anfíbolitas; serie anfíbolítica de Gonzalo, 1987) afectadas por un metamorfismo regional de grado variable (Apalategui *et al.*, 1985), probablemente de edad prehercínica en su mayor parte. Discordante sobre el plutón se dispone una potente secuencia continental (>300 m) que intercala arcosas blancas y niveles de microconglomerados, con abundantes paleocanales, producto, en buena medida, del desmantelamiento erosivo de las rocas ígneas a las que recubre. A techo de esta sucesión aflora, concordante, un paquete de 20-40 m de espesor formado por rocas volcanoclásticas ácidas, sobre las que se

situa un paquete de cuarcitas, blancas a grises, de 200-300 m de potencia, correlacionables con la Cuarcita Armoricana, tramo más característico de la Zona Centroibérica.

La secuencia sedimentaria de afinidad Centro-Ibérica prosigue en el sector SE y E con 60-80 m de esquistos ampelíticos negros, con graptolites muy deformados atribuibles al Silúrico, que descansan en contacto mecánico sobre el Ordovícico. Por encima, se sitúa discordante una secuencia turbidítica que intercala a techo cuarcitas, pasadas limosas y lutitas, localmente ricas en caolín, asignadas al Devónico (Sánchez Cela y Gabaldón 1977).

Los contactos externos del Macizo son tectónicos. El borde NE está Geogaceta, 25 (1999), 3-6

ISSN: 0213683X marcado por un cabalgamiento sobre el Devónico, a favor de fracturas transpresivas izquierdas, de dirección N120-140E/70-80SW, que presentan lineaciones de estiramiento con rakes que se inclinan 20-60NW. La deformación no está limitada a los bordes. En respuesta al mismo esquema de esfuerzos que genera los cabalgamientos externos, la deformación se manifiesta en

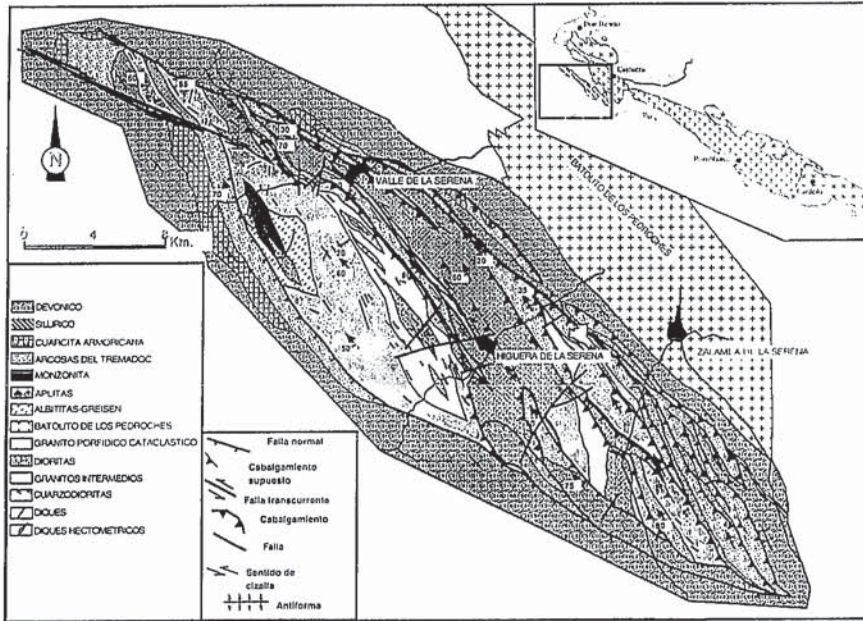


Fig. 1.- Mapa geotectónico simplificado del Macizo Cadomiense del Valle de la Serena.

Fig. 1.- Simplified geotectonic map of the Valle de la Serena Massif.

el complejo ígneo por medio de una fracturación cataclástica generalizada y zonas de cizalla discretas en las que la deformación tienen carácter frágil-dúctil. Algunas de las bandas de arcosas discordantes sobre el plutón están pellizcadas por fallas y se encuentran muy alargadas y fuertemente tectonizadas.

Petrografía y descripción de las facies

El estudio de las muestras menos deformadas ha permitido distinguir cuatro litotipos principales, que responden a composiciones graníticas y dioríticas (Fig. 1).

Los granitos porfídicos cataclásticos, facies más abundante, son rocas holocristalinas faneríticas con textura hipidiomórfica inequigranular porfídica, que presentan megacrystalos de ortosa mesopertítica, de 2-3 cm de longitud, incluidos en una mesostasis seriada, de grano fino a medio, formada por ortosa pertítica, plagioclasa (albita-oligoclasa) y cuarzo globular. Circón, biotita, opacos y más raramente allanita, son minerales accesorios. Como fases secundarias aparecen epidota, clinozoisita, biotita, sericita, clorita y opacos. Localmente se encuentran algunos enclaves del encajante volcánico de naturaleza cuarzo esquistosa.

Los granitos porfídicos biotíticos, restringidos a los contactos con las dioritas, son mineralógicamente similares a las facies anteriores, pero más ricos en biotita.

Las rocas que integran el conjunto diorítico varían en su composición entre dioritas, cuarzodioritas y monzodioritas. En cartografía se disponen en bandas alargadas de dirección próxima a N160E, casi siempre limitadas por contactos mecánicos. Es frecuente observar relaciones de mezcla entre las distintas facies dioríticas. El litotipo principal es una diorita holocristalina, fanerítica de grano fino a medio (<1-2 mm), con textura panidiomórfica, inequigranular seriada, formada por plagioclasa intermedia (An₅₀₋₃₀), con recrecimientos albiticos, augita con texturas coroníticas de anfíbol y anfíbol verde-marrón y biotita. Los minerales accesorios son opacos, apatito, cuarzo y feldespato potásico. La plagioclasa adquiere a veces rango de fenocristal (<4 mm) y define en ocasiones una foliación magmática.

Son rocas intermedias (48.49% de SiO₂) ricas en Al₂O₃ (23.01%) y en álcalis (5.27%), a las que se ha atribuido una afinidad calcoalcalina trondhjémítica (Gonzalo 1988a, 1988b), (Sanchez Cela 1977). Los espectros de REE de las facies dioríticas son idénticos a algunas formación anfíbolíticas del Corredor Bñastomilonítico de Badajoz-Córdoba

Cortando a las facies de granitos y dioritas afloran diques dioríticos de grano fino, aplíticos y micrograníticos. De ellos, solo los primeros tienen, en ocasiones, entidad cartográfica, con potencias métricas y corridas hasta kilométricas. Son rocas holocristalinas, faneríticas de

grano fino (<1 mm) o microcristalinas, con textura panidiomórfica equigranular, de disposición subofítica a fluidal. Están formados por anfíbol verde-marrón subhedral y augita euhedral con coronas de anfíbol, acompañados por plagioclasa (An₅₀₋₃₀) idiomorfa zonada, en ocasiones ligeramente fenocristalina (<2 mm), con coronas albiticas.

Todas las facies están afectadas por una deformación que modifica los rasgos ígneos originales con texturas clásticas y deformacionales sobreimpuestas. Se desarrollan rocas heterogéneas, con estructuras variables entre isotropas cataclásticas a planolineales miloníticas, con frecuentes estructuras S-C, que se clasifican como proto a cataclasitas y milonitas. Los granitos adquieren en ocasiones el aspecto de augen-milonitas. Los granitos porfídicos biotíticos están afectados por una deformación más intensa que los granitos porfídicos cataclásticos; este hecho se traduce en una mayor proporción de matriz, un incremento en la fracción filossilicatada y el desarrollo más frecuente de estructuras foliadas.

Las modificaciones texturales están acompañadas por la neoformación desigual de minerales, tanto en los metagranitos como en las metabasitas. Los granitos desarrollan blastesis de cuarzo, clorita, moscovita y actinolita mientras que las rocas básicas generan actinolita, clorita, epidota, cuarzo, albita y calcita. El metamorfismo se sitúa en la facies clorita-actinolita-albita, dentro de la zona de más baja temperatura del grado bajo (350-400 °C) Solo en algunos casos se desarrollan blastomilonitas (Castro, 1988).

Deformación

Tanto las rocas ígneas que constituyen el macizo, como los materiales detríticos que lo recubren en discordancia, han sido afectados por un sistema de bandas de cizalla. La deformación es más intensa hacia el E y SE. Las bandas de cizalla son kilométricas, de potencias métricas a decamétricas, con morfologías suavemente sinusoidales, que se desdoblan y unen en las zonas de mayor curvatura. Estas bandas producen una deformación local, que se generaliza cuando convergen, gneisificando la roca. Estos accidentes tienen carácter transpresivo, tectonizan los principales contactos litológicos y presentan componentes de salto en dirección izquierda y de falla inversa. En afloramiento dibujan geometrías transpresivas en flor positiva muy asimétricas, vergentes hacia el NE. Todas estas estructuras aparecen retocadas por un episodio de frac-

turación tardía (N30-60E, vertical) con componente normal poco importante.

En las bandas de cizalla más penetrativas la superficies C están definidas por bandas de cuarzo estirado y recrystalizado, por miñas recrystalizadas en sombras de presión de fenoclastos y por clastos rotos de feldespatos. La foliación es gneísica a protomilonítica. Mesoscópicamente las facies ácidas se caracterizan por unos fenocristales de feldespato orientados, dentro de una matriz de grano fino con un fuerte estiramiento mineral definido por cuarzo y biotita. Dentro de las bandas de cizalla la roca se transforma en un ortogneis constituido por fenoclastos de feldespatos estirados a favor de microfracturas antitéticas, envueltos en una matriz protomilonítica de grano muy fino con estructura muy foliada. En las zonas de alta deformación se produce un fuerte estiramiento y reducción de tamaño de grano que da lugar a milonitas, ultramilonitas y filonitas. Al microscopio las rocas se caracterizan por una matriz con intensa cataclasis y deformación frágil-dúctil con orientación sistemática de todos los minerales que definen bandas de todo tipo de megacristales de albita, feldespato y cuarzo.

En las facies básicas la deformación genera una reducción del tamaño de grano y una foliación muy penetrativa que confiere un aspecto milonítico a la roca.

En las arcosas poco deformadas hay una clara lineación de estiramiento mineral definida por fenoclastos de feldespato fracturados dentro de una matriz arcósica deformada. Las arcosas afectadas por bandas de cizalla presentan una fuerte lineación de estiramiento mineral con desarrollo de un clivaje grosero subvertical.

La deformación se puede considerar de tipo frágil-dúctil (Castro 1988).

Edad

Como puede observarse en la cartografía, el Macizo de Valle de la Serena aparece discordante bajo las arcosas del Ordovícico inferior-Tremadoc (Castro, 1988; Martínez Poyatos, 1997), en cuyos niveles conglomeráticos pueden encontrarse cantos redondeados de granito de grano fino correlacionable con algunas facies del granitoide de Palomas. No presenta aureola de contacto sobre ningún material de Paleozoico. El metamorfismo de contacto del Batolito de los Pedroches no produce efectos significativos sobre estas rocas, pero produce blastesis de biotita en las arcosas del contacto (Carretera de Zalamea a Azuaga). El encajante, una roca volcanoclástica ácida, se correlac-

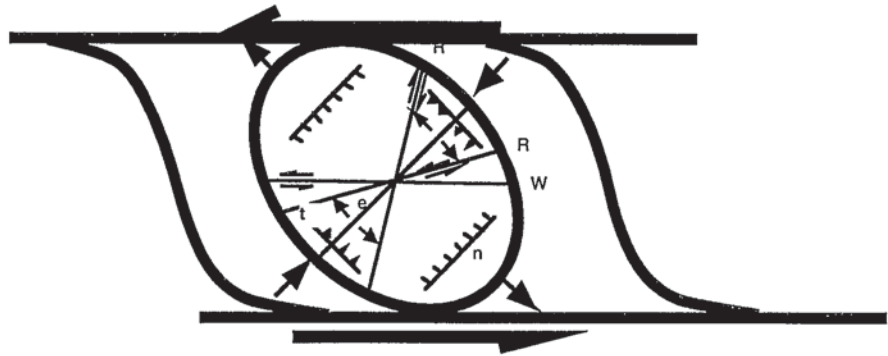


Fig. 2.-Diagrama sinóptico mostrando las estructuras típicas de una zona transcurrente producidas por cizalla simple. R: cizalla en dirección tipo Riedel (cizalla transcurrente sintética) R': cizalla conjugada en dirección tipo Riedel (cizalla transcurrente antitética) W: falla de desgarre. t: cabalgamiento o falla inversa. n: falla normal. e: juntas de extensión, fisuras o venas.

Fig. 2.- Synoptic diagram illustrating the characteristic structures in strike-slip fault zones evolving under simple-shear conditions. R: Riedel shear (synthetic strike-slip fault). R': Conjugate Riedel shear (antithetic strike-slip fault). W: wrench fault. t: thrust or reverse fault. e: extension joint, fissure or vein.

ción con las rocas que afloran hacia el NW, en Oliva de Mérida y Zarza de Alange (Apalategui *et al.*, 1985) atribuidas al Precámbrico, por encontrarse discordantes bajo calizas y pizarras del Cámbrico inferior tipo Torreárboles. Estas rocas han sido correlacionadas en parte con la Fm. Malcocinado (Apalategui *et al.*, 1985; Sánchez Carretero *et al.*, 1989), aunque probablemente se trata de un vulcanismo más antiguo y ligado estrechamente al plutonismo tipo Palomas en que se encuadraría el granitoide de Valle de la Serena. En consecuencia puede afirmarse que al menos se trata de una roca Preordovícica (Castro 1988, Gama Pereira 1987, Apalategui 1985), pero posiblemente precámbrica.

Las facies básicas son análogas a las de los Granitoides de Palomas, Ahillones, Mosquil, etc., que afloran al SW, a los que se ha considerado de edad Vendiciana (Ochsner, 1993) y que presentan facies y relaciones de campo similares.

Dataciones preliminares de las facies graníticas porfídicas del Macizo de Valle de la Serena proponen una edad de la intrusión de ca. 570 Ma (Ordóñez, 1998). Dicha edad ha sido obtenida mediante la técnica de U-Pb en zircones mediante SHRIMP (microsonda iónica de alta resolución) en Canberra (Australia).

Significado

El Macizo de Valle de la Serena puede interpretarse como una parte del arco volcánico precámbrico, representado por los granitoides y rocas volcánicas del Dominio de Obejo-Valsequillo-Puebla de la Reina (Eguiluz *et al.* en prensa) que aflora de manera discontinua desde Mérida a

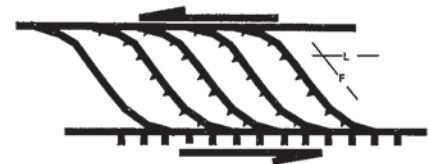


Fig. 3.- Esquema simplificado de valle de la Serena. F: dirección de la foliación de flujo cataclástico. L: lineación de estiramiento.

Fig. 3.- Simplified sketch of Vale de la Serena Massif. F: cataclastic flow foliation. L: stretching lineation.

Montoro (Granitoides de Mérida, Valle de la Serena, Palomas, Valsequillo, el Escribano, etc.). En todos los casos están intruidos en materiales precámbricos con metamorfismo de grado variable con importantes proporciones volcanosedimentarias. Estos materiales habrían estado mayoritariamente emergidos al menos durante el Ordovícico basal y probablemente también durante el Cámbrico Medio y Superior.

Referencias

- Abalos B. (1990): *Tesis Doctoral*. Univ. País Vasco. 430 pp.
- Apalategui O. (1985): *IGME Mapa Geológico, Escala 1:50.000 n° 805 de Oliva de Mérida*. M° Industria.
- Apalategui O., Pérez-Lorente F. (1983). *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca XVIII*. 193-200.
- Azor Pérez A. (1994). *Tesis Doctoral* Univ. Granada. 314 pp.
- Castro A. (1988). 413-426. en «*Geología de los Granitoides y Rocas asociadas del Macizo Hespérico*».

- Delgado Quesada M., Liñán E., Pascual E., Perz-Lorente F. (1977). *Stud. Geol.*, XII 75-90.
- Eguiluz L. (1988). *Tesis Doctoral* Univ. País Vasco. 694 pp.
- Gama Pereira L.C. (1987). *Tesis Doctoral*. Univ. Coimbra. 331 pp.
- Gonzalo J.C. (1987). *Tesis Doctoral* Univ. de Salamanca. 327 pp.
- Gonzalo J.C. (1988). pp. 345-355. *Libro «Granitoides del Macizo Hespérico»*.
- Herranz Araújo P. (1985). *Tesis Doctoral* Univ. Complutense de Madrid 1300 pp.
- IGME .Sanchez Cela V. , Gabaldón López V. (1977): *Mapa geológico Escala 1:50.000 nº 831 de Zalamea de la Serena (1977)*. Mº Industria.
- 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.
- Kanaori Y., Kawakami S., Yairi K. (1991). *J. Struct. Geol.* 13-7. 777-786.
- Martínez Poyatos D.J. (1997). *Tesis Doctoral*. Univ. Granada. 255 pp.
- Oschner , S. (1993). *Thesis ETH* No 10.392, 247 pp.
- O'Hara K. (1988): *Tectonophysics* 156. 21-36.
- Pardo Alonso M.V. (1995): *Geogaceta*. 17.12-15.
- Pardo Alonso M.V., García-Alcalde J.L. (1996): *Revista Española de Paleontología*. Nº Extraordinario, 72-81.
- Pereira, M. F. y Silva, J. B. (1995): *XIII R. G. O. P.* 135-139.
- Schmid S.M., Haas R. (1989): *Tectonics* 8. 697-718.
- Silva J. B., Ribeiro A., Oliveira J. T., Piçarra J. M., Araujo A. (1994): *Bol. Geol. Min.* 105-6. 531-536.
- Tullis J., Yund R.A. (1980): *J. Struct. Geol.* 2/4. 439-451.