

# Unidades Preordovícicas y Megaestructuras Cadomienses en La Serena y La Siberia Extremeña (Macizo Ibérico meridional)

*Pre-Ordovician units and Cadomian megastructures of La Serena and La Siberia Extremeña (Southern Iberian Massif)*

Octavio Apalategui <sup>(1)</sup>, Luís Eguiluz <sup>(2)</sup>, Luís M. Martínez-Torres <sup>(2)</sup> y Teodoro Palacios <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Área de Paleontología. Universidad de Extremadura. Avda. Elvas s/n. 06006 Badajoz. papalategui@hotmail.com; medrano@unex.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Geodinámica. Universidad del País Vasco. Apdo. 644. 48080 Bilbao. luis.eguiluz@ehu.es; luismiguel.martinez@ehu.es

## ABSTRACT

New mapping of the pre-Ordovician basement (Schist and Greywacke Complex or Lower Alcludian) from the La Serena and La Siberia Extremeña regions of the southern Central Iberian zone has allowed the distinction of up to four independent stratigraphic units. The studied sequence is exposed in two megastructures: the Almorchón-Valdecaballeros Antiform and the Cerro de los Moros Synform, separated by the Patin Fault, which seems to correspond to an ancient paleogeographic boundary. The continuity of these structures under the Paleozoic synclines and the sub-orthogonal directions with respect to those of the Variscan cover is regarded as an evidence for deformational events related to the Cadomian (pan-African) cycle, likely in connection to those recorded in the adjacent Ossa-Morena Zone.

**Key words:** Pre-Ordovician stratigraphic units, Cadomian Structure, Hercynian basement, Central Iberian Zone.

Geogaceta, 47 (2009), 141-144  
ISSN: 0213683X

## Introducción

La Zona Centro Ibérica ocupa buena parte del tercio norte de la Provincia de Badajoz (Fig. 1), más concretamente La Serena y La Siberia Extremeña. En estas comarcas se reconocen extensas zonas con materiales pre-ordovícicos, limitados por estrechos sinclinales paleozoicos con predominio de rocas cuarcíticas que condicionan los principales relieves. La gran monotonía litológica de las secuencias pre-ordovícicas, junto con la escasez de afloramientos y niveles-guía, explican la deficiente diferenciación cartográfica y el hecho de que la serie haya sido englobada en su mayor parte en un conjunto indiferenciado denominado Complejo Esquistoso-Grauváquico o Alcudiense. Esa monotonía ha condicionado el análisis de su geometría interna, generándose controversias sobre la estructura y las fases de deformación que afectan al complejo. Esta problemática todavía es más evidente a escala de estructuras menores y microestructuras. En efecto, el escaso número de trabajos al respecto y sus interpretaciones contradictorias, dan lugar a un panorama de gran confusión, favorecido por la dificultad de efectuar análisis rigurosos de la deformación, establecer su

edad y correlacionarla con otros eventos regionales.

El punto más debatido es la presencia de discordancias entre diferentes formaciones. Mientras algunos autores niegan la existencia de discordancias internas entre materiales pre-ordovícicos (Rodríguez Alonso, 1985; Nozal, 1985; Monteseirín y Pérez-Rojas, 1988, y Vidal *et al.*, 1994), otros postulan varias discontinuidades. Así Bouyx (1970) cita por vez primera una discordancia intraprecámbrica de importancia local; Crespo y Tamain (1971) definen el Alcudiense Inferior y Superior; Álvarez Nava *et al.* (1988) proponen tres grupos separados por discordancias; y Pieren (2000) aporta cartografías detalladas del Alcudiense Superior que lo considera discordante sobre el infrayacente.

En cuanto a la estructura muchos autores reconocen una deformación exclusivamente hercínica y algunos postulan deformaciones pre-hercínicas (cadomiense, sárdica, etc.) que justifican las discordancias. Por ejemplo López Díaz (1993) dibuja trazas de pliegues cadomienses no esquistosos. Pieren *et al.* (1989) y Pieren (2000) esquematizan la oblicuidad de las trazas de estratificación, ejes de pliegues y esquistosidad en el

Alcudiense Inferior y Superior, pero no le asignan edad ni proporcionan un esquema estructural general. Finalmente, Díez-Balda (1986) y González-Lodeiro *et al.* (2004) atribuyen «la inclinación de las capas inferiores a un plegamiento, sin desarrollo de foliación ni metamorfismo, previo al depósito del Alcudiense Superior».

La cartografía geológica reciente del complejo basal en Badajoz (Apalategui *et al.*, 2005) ha permitido diferenciar, en los sectores de La Serena y La Siberia Extremeña, cuatro tramos cartográficos en la unidad inferior y establecer la estructura general (Fig. 1).

## Secuencia Precámbrica

Las series del Ediacárico-Cámbrico Inferior han sido divididas en la literatura en dos tramos informales. El más antiguo se corresponde aproximadamente con el Alcudiense Inferior de Tamain (1971) y el grupo Domo Extremeño de Álvarez Nava *et al.* (1988) y Vidal *et al.* (1994), y el más moderno con el Alcudiense Superior o Grupo Ibor (Ediacárico-Cámbrico). Si bien en las cartografías previas existen otros tramos diferenciados, estos no tienen continuidad regional, existiendo

grandes diferencias de unas zonas a otras. La revisión cartográfica que aquí se presenta ha permitido separar cuatro unidades.

#### Unidad 1

La unidad inferior es una potente serie turbidítica de pizarras y grauvacas, en bancos de potencia decimétrica a métrica, que se corresponde, a grandes rasgos, con las Pizarras del Guadiana y el Alcudiense Inferior indiferenciado de Herranz *et al.* (1977), y con las Pizarras de la Coronada de Pieren (2000). Los niveles de grauvacas, de potencia métrica, proceden de un sedimento arenoso de grano medio, presentan geometría plano-paralela, y localmente muestran granoselección, hueilas de corriente, de carga y de impacto. Son frecuentes los niveles slumpizados. Las lutitas corresponden a sedimentos finos con laminación paralela muy frecuente. En general suele interpretarse como un conjunto turbidítico (Rodríguez Alonso, 1985; Pieren, 2000). Una de las mejores exposiciones de esta sucesión está en el canal que corre paralelo a la orilla septentrional del embalse de Orellana.

#### Unidad 2

Secuencia de pizarras y limos masivos con escasas estructuras sedimentarias.

#### Unidad 3

Alternancia de pizarras y grauvacas tableadas a laminadas, que ocasionalmente pueden contener lechos microconglomeráticos.

#### Unidad 4

En tránsito gradual, se dispone una serie de alternancias de pizarras, grauvacas y conglomerados matriz-sostenidos que corresponde a los Conglomerados de Orellana de Pieren (2000). En este tramo predominan los materiales pizarrosos, que proceden de un sedimento pelítico o limoso, con laminación paralela. Los niveles pizarrosos masivos pueden alcanzar los 200 m de espesor. Intercalan niveles desorganizados de lutitas con lentejones de arenas, así como pasadas de conglomerados. Los niveles grauváquicos aparecen como masas desorganizadas, con estratificación mal definida y poca continuidad lateral, que se interpretan como acumulaciones turbidíticas, posteriormente deslizadas y redepositadas. Los niveles conglomeráticos, más abundantes hacia el sur, aparecen como masas aisladas de 5 a 50 m de espesor, formados por cantos exóticos redondeados de cuarzo, rocas

volcánicas (riolitas, traquitoides etc.), cuarcitas y liditas, soportados en una matriz pelítica o limosa. Estos depósitos se asocian a zonas canalizadas y de talud al que llegan aportes procedentes de la denudación del Precámbrico de la Zona Ossa-Morena.

#### Estructuras Precámbricas

Los materiales pre-ordovícios están estructurados según dos pliegues mayores de dirección norteada (Fig. 1).

El Antiforme de Almorchón-Valdecaballeros al Este, que es desplazado por una fractura hercínica, denominada Banda de cizalla de La Puebla de Alcocer, prosigue al Sur del embalse de La Serena hasta las cercanías del sinclinal de Herrera del Duque, prolongándose al Norte hasta Valdecaballeros.

El Sinforme del Cerro de los Moros al Oeste, bien definido por los conglomerados de la Formación Orellana, se prolonga en dirección norte desde los paleozoicos próximos a Castuera hasta el embalse de Orellana, desde donde continúa hasta quedar cubierto por los depósitos aluviales del Guadiana.

La Falla de Patín, que limita los conglomerados por el E, separa estas dos estructuras. Se trata de una zona de fractura de varias decenas de metros de anchura, jalonada por calizas y chert, y con desarrollo de una importante zona de alteración hidrotermal. La falla, que separa materiales de características sedimentológicas distintas, debe corresponder a un rasgo sinsedimentario, posiblemente un borde de talud. Esto queda corroborado por el hecho de que, al igual que el resto de estructuras, esta falla queda fosilizada por el Ordovícico.

Asociados a estas grandes estructuras, se observan localmente pliegues decamétricos y métricos con ejes de buzamientos variables pero siempre elevados. Su morfología varía de concéntricos a angulares, aunque existen muchos con geometrías próximas al tipo isoclinal. En estos casos es de reseñar el escaso desarrollo de foliación y geometrías que evidencian un aplastamiento no acorde con el plegamiento. En concreto, es llamativa la ausencia de tasas de engrosamiento de charnelas y aplastamiento de flancos compatibles con la geometría. Este hecho lleva a pensar que el plegamiento tiene lugar en etapas muy tempranas.

Se asocia a los pliegues una esquistosidad poco penetrativa de plano axial, aunque son frecuentes fenómenos de transección. Su dirección es bastante

constante entre N150E y N170E. Al microscopio corresponde a un clivaje, con peculiaridades variables según las litologías. Los materiales más finos muestran una textura pelítica definida por la disposición orientada de los filosilicatos (mica blanca y minerales de la arcilla), paralela a la laminación delineada por zonas enriquecidas en pequeños granos de cuarzo y feldespato. Ocasionalmente, en los niveles de tamaño de grano más fino se observa una microcrenulación de espaciado entre 100 y 200 micras, que no se manifiesta en los niveles de mayor granulometría. Las grauvacas muestran textura clástica constituida mayoritariamente por granos milimétricos de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, fragmentos de rocas, moscovita detrítica y minerales de arcilla. En estos materiales la esquistosidad está definida por superficies irregulares anastomosadas de escasa continuidad y separación milimétrica, que se adaptan a la forma de los granos.

Debemos resaltar que pese a observaciones detalladas, en el campo no se observa una discordancia angular neta entre estas formaciones y los materiales suprayacentes del Grupo Ibor aunque, mientras que al Este de la falla de Patín el Alcudiense superior se deposita directamente sobre la serie del Guadiana (Unidad 1) con un conglomerado en la base, al Oeste se reconoce una secuencia ininterrumpida desde dicha unidad hasta los materiales del Grupo Ibor. En consecuencia y dado que a nivel regional es patente la discordancia y, como se ha indicado, pueden encontrarse estos materiales sobre diferentes tramos de la sucesión inferior, creemos que debiera considerarse la existencia de una discordancia progresiva. Esto implica que, aunque existe una sedimentación ininterrumpida entre ambas secuencias, el proceso continuo de plegamiento que afecta a los materiales más antiguos explica esta aparente inconsistencia.

#### Edad de la deformación

Los hechos constatados son los siguientes. La cartografía de las líneas de capa (Fig 1) y la diferenciación estratigráfica han permitido trazar la estructura en los materiales precámbricos. La relación geométrica de las estructuras del basamento y las estructuras hercínicas demuestra claramente la edad pre-hercínica de la deformación estudiada. Por otra parte, por encima de los materiales precámbricos descritos se dispone el Grupo Ibor en el que se reconoce

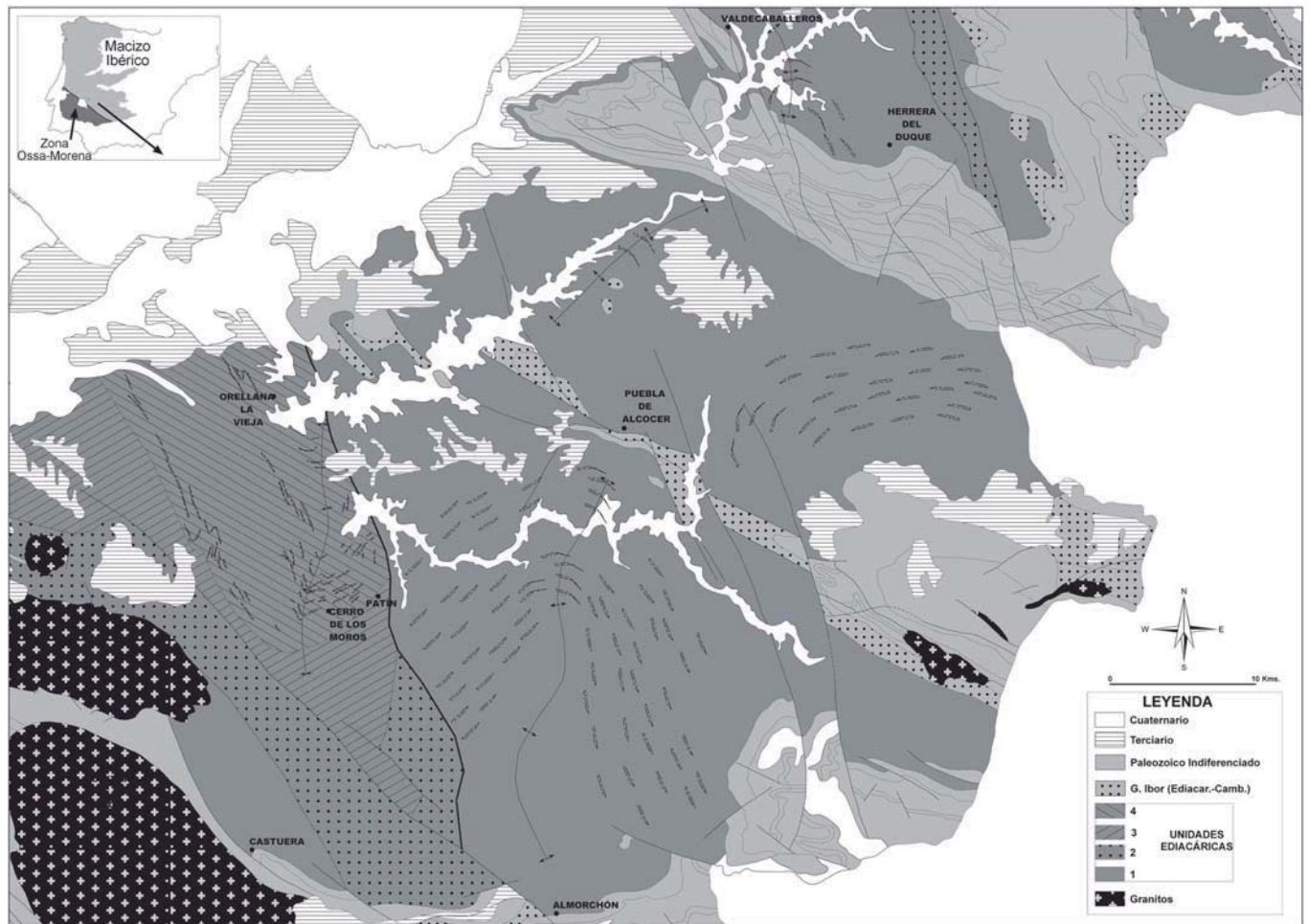


Fig.1.- Localización y mapa geológico simplificado de La Serena y La Siberia Extremeña.

Fig.1.- Location and simplified geological map of the La Serena and La Siberia Extremeña.

una secuencia calcárea que contiene fauna del Ediacarico Terminal (Cloudina), que es la última secuencia afectada por esta deformación, aunque con directrices ya más próximas a las estructuras hercínicas. Los sedimentos proceden del arrasamiento del arco de la Zona Ossa-Morena, cuya edad oscila entre 600 y 550 Ma. Si finalmente tenemos en cuenta que en dicha zona, situada inmediatamente al S, la deformación tiene lugar entre los ca 550 y 530 Ma (Eguíluz, 1988) puede considerarse que la deformación de la zona estudiada es cadomiense y coetánea a la reconocida en la zona de arco.

**Conclusiones**

En el Alcudiense Inferior de la Zona Centro Ibérica meridional (La Serena y La Siberia Extremeña), se han distinguido cuatro tramos con continuidad a nivel regional. Cartográficamente muestran una fase de plegamiento de dirección norteada, planos axiales próximos a la vertical y ejes con buzamientos muy ele-

vados. En amplias zonas se reconoce un clivaje grosero asociado a esta fase. Los pliegues se continúan por debajo de las estructuras hercínicas, de orientación subortogonal, y no afectan al Ordovícico, por tanto esta deformación debe considerarse Cadomiense y es equivalente a la descrita en la Zona Ossa-Morena.

Trabajos cartográficos en curso permiten afirmar que las secuencias y estructuras descritas se mantienen en toda Extremadura y probablemente en toda la Zona Centro Ibérica.

**Agradecimientos**

Este trabajo ha sido financiado dentro del «Convenio de colaboración entre la Consejería de Economía y Trabajo de la Junta de Extremadura y la Universidad de Extremadura para la realización del Mapa Geológico Continuo a escala 1:50.000 de la provincia de Badajoz» y por el Ministerio de Ciencia e Innovación (Grupo Consolidado, proyecto CGL2008-01130/BTE).

**Referencias**

Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart, J., Robles, R., Santamaría, J. y Solé, F.J. (1988). En: *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, 1, 19-22.

Apalategui, O., Carracedo, M., Eguiluz, L., Gil-Ibarguchi, I., Martínez-Torres, L.M., Palacios, T. y Sarrionandía, F., (2005) En: *Patrimonio Geológico de Extremadura. Geodiversidad y lugares de interés geológico* (P. Muñoz Barco y E. Martínez Flores, Eds). Junta de Extremadura, 68-69.

Bouyx, E. (1970). *Contribution a l'étude des Formations Anté-Ordoviciennes de la Méséta Méridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Memoria del IGME; 73, 263 p.

Crespo, V. y Tamain, G (1971). *Comptes Rendus de la Académie de Sciences de Paris, Série D*, 272: 699-690.

Díez-Balda, M.A. (1986). *El complejo*

- esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca.* Tesis Doctoral, Univ. Salamanca, 162 p.
- Eguíluz, L. (1988). *Petrogénesis de rocas ígneas y metamórficas en el anticlinorio Burguillos- Monesterio, Macizo Ibérico Meridional.* Tesis Doctoral, Univ. País Vasco. 694 pp.
- González Lodeiro, F, Díez Balda, M.A. y Vegas, R. (2004). En: *Geología de España* (J.A. Vera, Ed.) SGE-IGME, 83-84.
- Herranz, P., San Jose, M.A. y Vilas, L. (1977). *Estudios Geológicos*, 33, 327-343.
- López Díaz, F. (1993). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 6, 145-163.
- Monteseirín, V. y Pérez-Rojas, A. (1988). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 652, Jaraicejo. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid.
- Nozal, F. (1985). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 708, Minas de Santa Quiteria. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid.
- Pieren, A.P. (2000). *Las sucesiones anteordovícicas de la región de la provincia de Badajoz y área contigua de la Ciudad Real.* Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, 379 p.
- Pieren, A., Nozal, F. y Portero, J.M. (1989). Mapa geológico de España 1:50.000 (MAGNA). Hoja nº 756, Herrera del Duque. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria, Madrid.
- Rodríguez Alonso, M.D. (1985). *Acta Salmanticensia Ciencias*, 51, 1-174.
- Tamain, G. (1971). En: *I Centenario de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 438-464.
- Vidal, G., Palacios, T., Díez Valda, M.A., Gámez Vintaned, J.A. y Grant, S.W.F. (1994). *Geological Magazine*, 131, 729-765.