

Tabla 1.—Facies. Unidad T.3.1.

ARENOSAS	OCRES	SHU	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA HUMMOCKY. LÁMINAS DE 0,5 A 3 CM.
		ST	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE SURCO. SURCOS DE HASTA 10 M. CICATRICES CON CANTOS BLANDOS.
		ST	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE SURCO. SURCOS DE HASTA 0,40 M.
		SP	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR DE GRAN ESCALA. CICATRICES CON CANTOS BLANDOS.
		SP	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR DE PEQUEÑA ESCALA.
		SRO	ARENISCAS DE GRANO FINO CON RIPPLES DE OSCILACIÓN ( $\lambda = 4-5$ CM; $A = 6-7$ M).
ROJAS		STR	ARENAS GRANDI-DECRECIENTES CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA DE SURCO A MEDIA/PEQUEÑA ESCALA.
		SPR	ARENAS HOMOMÉTRICAS DE GRANO FINO CON ESTRATIFICACIÓN CRUZADA PLANAR A PEQUEÑA ESCALA.
		SRC	ARENAS DE GRANO FINO CON RIPPLES ASIMÉTRICOS LINGUOIDES/LUNADOS ( $\lambda = 15$ CM; $A = 2-3$ CM).
LIMO-ARCILLOSAS		LM	LIMOS ARCILLOSOS VERSICOLORS MASIVOS.
		LRO	LIMOS CON RIPPLES DE OSCILACIÓN Y LAMINACIONES ALGARES DIFUSAS.
		FM	LUTITAS ARENOSAS MASIVAS DE TONOS PARDOS-ROJIZOS.

ley, pero debido al carácter informal con que fue definido este término (Duke, 1980) es preferible denominar a esta facies H.C.S. La mayoría de los autores (Tillman, 1985; Hunter y Clifton, 1982; Duke, 1985) coinciden en asociar esta estructura a subambientes de alta energía dentro de la plataforma interna si bien existe cierta disparidad en su asignación concreta (Hams *et al.*, 1982; Greenwood y Sherman, 1986) debido a la inexistencia de ejemplos en modelos actuales y pruebas de laboratorio (Duke, 1985). El resto del conjunto inferior aparece caracterizado por las asociaciones de la clase B. La homometría de las arenas constituyentes dentro de un tamaño fino, el tipo de estructuras así como su escala, determinan un ambiente de alta energía. Su situación por encima y en cambio lateral con el paquete que presenta H.C.S. y la tendencia a la disminución del tamaño de las estructuras hacia techo de secuencia hace pensar en una somerización dentro de un régimen de relleno

de canales y formación de barras submareales.

**Conjunto superior.**—Dentro de este conjunto se encuentran asociaciones de facies de tres tipos (C, D y E), que se distribuyen de manera diferente en cada uno de los afloramientos. Se trataría de depósitos propios de llanura de marea con desarrollo de alternancias intermareales lutita/limo con laminaciones algares, ripples de oscilación, etc. (asociación tipo C), asociadas con formas canalizadas de pequeña y mediana escala y barras (asociación tipo E). Asimismo aparecen intercaladas, sobre todo en el sector más occidental, formas canalizadas con base erosiva, de carácter fluvial (asociación tipo D). Estos depósitos limoarenosos pueden situarse en ocasiones en tránsito lateral con los materiales lutítico-carbonatados propios de la subunidad T.3.2 (Albendigo).

### Conclusiones

A la vista de los resultados obteni-

dos en el análisis sedimentológico para esta subunidad T.3.1 se puede enmarcar el ambiente de sedimentación dentro de una llanura mareal con un término inferior netamente submareal y otro superior con marcada influencia intermareal.

El ambiente de sedimentación de los materiales infra y suprayacentes (Aracil y Hernando, 1988a y 1988b) presenta una homogeneidad que se ve interrumpida por el conjunto inferior arenoso al reflejar éste unas condiciones de sedimentación submareales e incluso ambientes de muy alta energía dentro de la plataforma interna (presencia de estratificación cruzada «Hummocky»).

### Referencias

- Aracil, E. (1986): Tesis Licenciatura U.C.M. (inédita).
- Aracil, E. y Hernando, S. (1988a): *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2), 89-96.
- Aracil, E. y Hernando, S. (1988b): *Geogaceta*, 5, 6-8.
- Doubinger, J. *et al.* (1978): *Palinología*. Número extraordinario 1, 27-33.
- Duke, W. L. (1980): *Tech. Mem.* 80-4. Dept. Geol. McMaster Univ.
- Duke, W. L. (1985): *Sedimentology*, 32, 164-194.
- Greenwood, B. y Sherman, D. J. (1986): *Sedimentology*, 33, 33-46.
- Harms, C. R. *et al.* (1982): *Soc. Econ. Paleont. Mineral, Short Course*, 9.
- Hernando, S. (1977): *Semin. Estratigr.*, 2, U.C.M.
- Hernando, S. *et al.* (1977): *Cuad. Geol. Ibérica*, 4, 399-410.
- Hunter, R. E. y Clifton, H. E. (1982): *Jour. Sed. Petrol.*, 52, 1, 127-143.
- Tillman, R. W. (1985): *Soc. Econ. Paleont. Mineral, Short Course*, 13, 1-46.

Recibido el 15 de septiembre de 1989  
Aceptado el 10 de octubre de 1989

## Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español (S.C.E.)

R. Capote (\*), G. de Vicente (\*), J. M. González Cadado (\*\*)

(\*) Dpto. Geodinámica, F. Geología. Universidad Complutense, 28040 Madrid.

(\*\*) Dpto. Química Agrícola, Geología y Geoquímica. F. Ciencias, Universidad Autónoma de Madrid. 28049 Madrid.

### ABSTRACT

*The Alpine Structure in the Spanish Central System results from three main regional deformation phases (1-Ibérica, 2-Guadarrama, 3-Torrelaguna) with different shortening directions, 1-N45E, 2-N150E, 3-N160-200E. The Guadarrama phase (2) include thrusting and Torrelaguna phase (3) include neotectonics.*

**Key words:** *Alpine tectonics, Brittle faults, Spanish Central System.*

*Geogaceta*, 7 (1990), 20-22.

**Introducción**

El Sistema Central Español se localiza en el interior de la antigua Placa Ibérica, fuera de las zonas más importantes de sedimentación y deformación Alpinas, en la Unidad Cratónica de la Península. No obstante, esta región fue sometida, desde los bordes de la península, a campos de esfuerzos que originaron importantes movimientos. De manera que el Zócalo se deformó mediante una tectónica de bloques, con fuertes levantamientos y hundimientos, que dieron lugar en algunas etapas a pequeñas cuencas de sedimentación y en otras a traslaciones de la cobertera alpina. Las formaciones mesozoicas se adaptaron consecuentemente con las deformaciones del zócalo, dando origen a importantes estructuras (pliegues, cabalgamientos, etc.). Los movimientos alpinos afectaron, en general, a antiguas estructuras tardihercínicas (fallas) que experimentaron reactivaciones con direcciones y sentido de deslizamiento variable en función de la orientación entre las fallas, y el tensor de esfuerzos tectónicos en cada momento.

Para este trabajo se han estudiado los materiales Cretácico-Terciarios comprendidos entre el Macizo de la Cañada (P. Avila) y el Macizo de Hiendelaencina (P. Guadalajara), incluyendo además los afloramientos situados en el borde Sur de la Cuenca del Duero (Honrubia, Nieva, etc.). El método de análisis microestructural utilizado en mayor medida ha sido el análisis poblacional de fallas (De Vicente, 1988).

**Etapas de deformación**

Las deformaciones Alpinas observadas se han agrupado en tres grandes etapas coincidiendo con los máximos observados en las direcciones de acortamiento horizontal, algunas de ellas ya definidas y observadas en otros sectores del SCE y la Cordillera Ibérica (De Vicente, 1988).

**1. Etapa Ibérica**

Corresponde a las deformaciones debidas a esfuerzos transversales a la Cordillera Ibérica. La dirección de compresión horizontal media, deducida del análisis poblacional de fallas es

N45-55E. Moviéndose dos conjuntos de fallas unas con direcciones (N40-60E) y otro con orientaciones (N170-180E). El movimiento de estas fallas es normal-direccional (N-D). Esta etapa finaliza con una distensión próxima a radial con las misma orientación en los ejes, que es probablemente la responsable de las fosas del Alberche, Campo Azalvaro, etc.

La edad de esta etapa es Oligoceno-Mioceno inferior, condicionando la misma la sedimentación del Paleógeno continental de muchos puntos del SCE (por ejemplo, en Torrelaguna-El Vellón).

**2. Etapa Guadarrama**

Es la etapa tectónica alpina mejor representada en el área y más importante, pues es la responsable de la estructura actual en Horst y Graben inversos. La dirección de compresión máxima horizontal deducida es N140-155E, estas compresiones según afecten a fallas con distintas direcciones y buzamientos producen diferentes esquemas de movimiento. Así, existen movimientos inverso-direccionales (I-D) en fallas de dirección N20-90E

con poco buzamiento, y movimientos direccionales-inversos en fallas de estas mismas direcciones, pero con mayor buzamiento. También se observan movimientos direccional-normal en fallas de dirección N110-180, que actúan como «transfers» de las anteriores. La secuencia deformacional parece implicar una disminución de las compresiones horizontales en el tiempo, de forma que las fallas direccionales-normales citadas también experimentarían movimientos más recientes (fig. 1).

La edad de las deformaciones es Mioceno Inferior-Superior (intra-Aragoniense, S.S.), pudiendo realizarse esta datación en relación con los depósitos neógenos del borde sur del SCE, cuyas facies más energéticas progadan hacia el interior de la Cuenca del Tajo, implicando un fuerte levantamiento del SCE.

La macroestructura se organiza mediante fallas inversas con buzamientos elevados en superficie (>60°) pero que se tienden en profundidad, originándose Horst y Graben inversos (Carbo y Capote, 1985; Megías *et al.*, 1983), junto con una serie de pliegues en rodilla, generalmente con uno de sus flancos invertido, también se originan pequeños cabalgamientos y des-

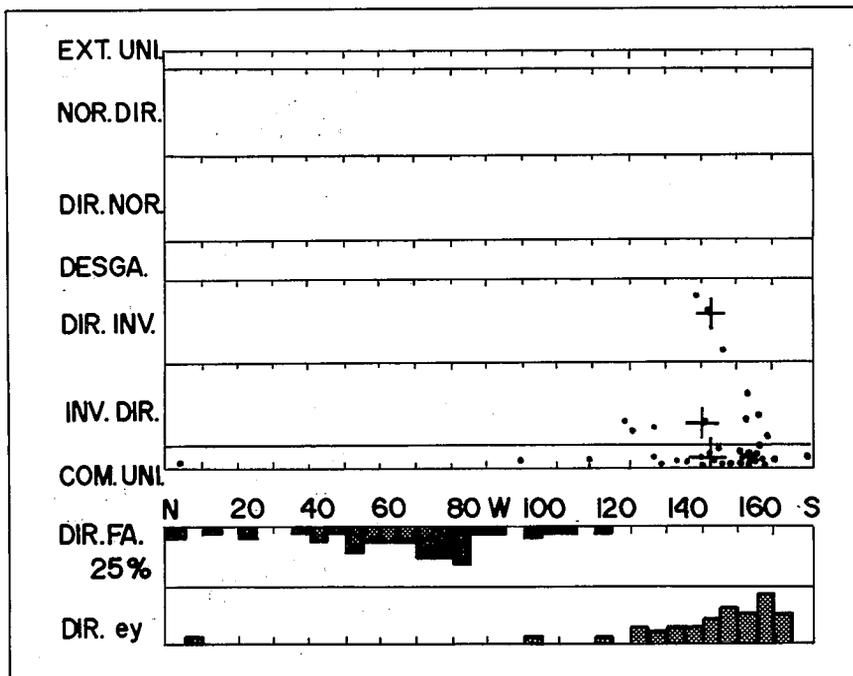


Fig. 1.—Relaciones de los tipos de fallas con la dirección del máximo acortamiento horizontal (0-180)  $K'$ /dirección  $e_1$ ,  $K'=e_1/e_2$ . Deducido de las fallas pertenecientes a la etapa Guadarrama en la zona estudiada (puntos). Los valores medios para cada tipo de fallas (cruces) dan direcciones de acortamiento próximas a N150E. En la parte inferior se representan dos histogramas, el superior correspondientes a las direcciones de fallas activas (0-180) y el inferior a las direcciones de compresión para cada falla (De Vicente, 1988) de esta fase.



Fig. 2.—Superposición de rocas metamórficas paleozoicas, sobre sedimentos Mesozoicos (Buntsandstein), por medio de un cabalgamiento de la etapa Guadarrama (Macizo de Honrubia) (borde Norte SCE).

pegues que superponen el Zócalo Hercínico sobre las rocas mesozoicas. La cuantía del desplazamiento originada por estos cabalgamientos está todavía por determinar, pero en algunos puntos (fig. 2), como el Macizo de Honrubia (González Casado *et al.*, 1984) se observan varias escamas superpues-

tas donde las rocas metamórficas se superponen horizontalmente sobre el Triásico (Buntsandstein) a lo largo, como mínimo, de varios cientos de metros.

### 3. Etapa Torrelaguna

Es una etapa menor y relacionada muy directamente con las anteriores, que se caracteriza por compresiones en dirección aproximada de N-S (N160-200), y que desplaza fallas con direcciones entre N150-160 y N180-120, las cuales suelen actuar como desgarres normales. La edad de actuación de esta etapa se sitúa entre el Mioceno Superior y el Cuaternario, ya que fracturas de estas orientaciones afectan a rocas Neógenas (alrededores de Torrelaguna) y a depósitos Cuaternarios (Valle del Lozoya). El régimen deformacional de esta fase es una evolución de las últimas compresiones de la etapa Guadarrama, si bien con unas direcciones de comprensión algo más norteadas dentro siempre del campo de los desgarres normales.

### Conclusiones

En este trabajo se establecen varias etapas de deformación Alpinas en base a las orientaciones del tensor de esfuerzos en el tiempo. De esta forma

se ha establecido la existencia como mínimo de tres etapas Alpinas sucesivas de deformación en SCE; Ibérica, Guadarrama y Torrelaguna. Siendo la segunda de ellas la más importante en la estructuración y formación del relieve actual del SCE. Durante esta etapa tiene lugar un importante acortamiento, que origina la formación de numerosas macroestructuras compresivas (por ejemplo, fallas inversas que superponen el Zócalo Paleozoico sobre las formaciones Mesozoico-Cenozoicas) y microestructuras (por ejemplo, estilolitos con picos horizontales). La última etapa puede tener un carácter Neotectónico.

Queda por determinar la relación entre estas etapas de deformación, con las definidas en otros sectores próximos, en base a otros criterios, principalmente, estratigráficos.

### Referencias

- Carbo, A.; Capote, R. (1985): *Rev. Real Acad. Cién. Exac. Fis. Nat.*, 79, 510-515.  
 De Vicente, G. (1988): *Rev. Soc. Geol. de España*, 1, 97-112.  
 De Vicente, G. (1988): Tesis Doctoral. *Publ. U. Complutense de Madrid*.  
 González Casado, J. M. (1984): *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 2, 75-97.  
 Megías, A. G.; Ordóñez, S.; Calvo, J. P. (1983): *Rev. Mat. Proc. Geol.*, 1, 163-191.

Recibido el 30 de septiembre de 1989

## Depósitos mareales y de tormenta en la Formación Cuevas Labradas (Jurásico Inferior) al SO de Berlanga de Duero (Soria)

I. Valladares (\*) y A. Lendínez (\*)

(\*) Dpto. de Geología, Fac. Ciencias, 37008. Salamanca.

(\*\*) ENADIMSA, Dr. Esquerdo, 138, 28007 Madrid.

### ABSTRACT

Three levels have been established in the sediments of the Cuevas Labradas Formation (SW of Soria province). These correspond to the tectosedimentary units III, IV and V proposed by Yébenes *et al.* (1988). Two environments have been recognized: a) A predominant subtidal one, more or less protected, receiving frequent storm deposits. b) Another one affected by important tidal dynamics resulting in oolitic bars with sigmoidal stratification and herring bone.

**Key words:** sequences, tidal deposits, storm deposits, Lower Jurassic, Western Iberian Chain.

*Geogaceta*, 7 (1990), 22-25.