

# Estructuras post-sedimentarias en el margen noroccidental de la Cuenca del Guadalquivir (Niebla, Candón, Valverde del Camino), SO de España

*Post-sedimentary structures in the northwestern sector of the Guadalquivir foreland basin (Niebla, Candón, Valverde del Camino), SW Spain.*

M. Abad, E.M. Mantero, M.A. Camacho, R. Martín-Banda, M. Cantano.

Departamento de Geodinámica y Paleontología, Universidad de Huelva, 21071, Huelva, España. manuel.abad@dgyp.uhu.es

## ABSTRACT

*Description of deformational structures in tertiary sediments, which have been interpreted as a result of a fluids migration process, along with the presence of preferential structural directions of fracture planes developed in the substratum. This fracture net could have been recently reactivated, so leading to the development of the described structures.*

**Key words:** deformational structures, fluid migration, fracture net, SW Spain.

*Geogaceta, 37 (2005), 203-206  
ISSN:0213683X*

## Introducción y Objetivos

La existencia de estructuras de deformación consideradas sin-sedimentarias (posteriores al depósito y pre-litificación) se han explicado en numerosas ocasiones como generadas a partir de un sismo que afectó a materiales “jóvenes” respecto a dicho evento (p.e. Seilacher, 1969; Guiraud y Plaziat, 1993). Pero también es cierto que muchas de estas deformaciones se obvian o se trivializa sobre su presencia, bien por la poca representación dentro del o los afloramientos, bien por su escasa representatividad regional o sencillamente porque se les atribuye directamente un origen sedimentario (pérdida de agua en el enterramiento, inestabilidad relacionada con la pendiente deposicional...). Complica más la atribución a uno u otro origen el hecho de la gran diversidad y el aumento, en los últimos años, de descripciones de estructuras deformacionales en la bibliografía de sismitas, frente a las escasas referencias que se hacen a los mecanismos que las generan. Se ha de tener en cuenta además que son muchos los factores que influyen en el hecho de que un depósito registre una deformación por causa de un proceso externo (Plaziat y Ahmamou, 1998).

En el área estudiada (Fig. 1) se han encontrado estructuras de deformación de

diversos tipos en depósitos fluviales continentales (conglomerados arenas y limos) de distintas edades. El objeto del trabajo es, además de describirlas, intentar aproximarnos al posible origen de las mismas.

## Localización Geográfica y Situación Geológica

### Localización del Zócalo

La zona en la que se ha llevado a cabo este trabajo se localiza en la provincia de

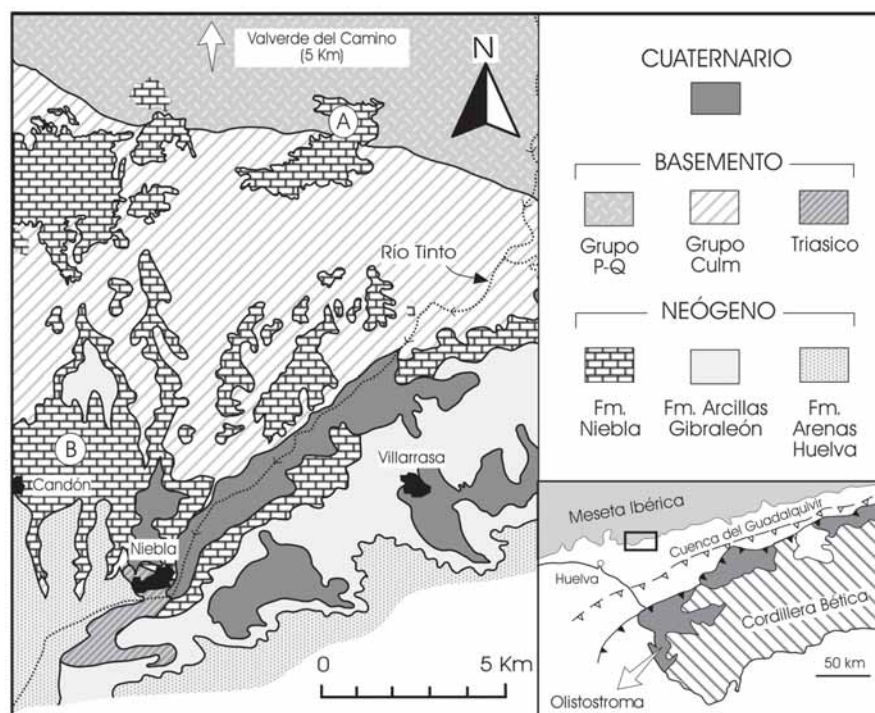


Fig. 1. Situación geográfica y contexto geológico de las secciones estudiadas.

*Fig. 1. Geographical and geological setting of the studied sections.*

Huelva (SO de España), en su parte central, situado al pie de Sierra Morena, en la comarca del Andévalo. Los materiales sedimentarios en los que se desarrollan las estructuras descritas se encuentran ubicados en distintos puntos en un área extensa, comprendida entre las localidades de Niebla-Candón y el sur de Valverde del Camino (Fig. 1).

En esta zona aparece expuesto un basamento de edad devono-carbonífera intensamente deformado (Quesada, 1998; Soriano y Casas, 2002). El zócalo paleozoico está parcialmente cubierto por sedimentos de edad Terciaria (Tortonense Superior-Plioceno) que representan los depósitos, posiblemente más occidentales, que se conservan en el borde Norte de la Cuenca del Guadalquivir (cuenca de antepaís del Orógeno Bético).

El basamento varisco que aflora en la zona, forma parte de la denominada Zona Sudportuguesa perteneciente al Macizo Varisco Ibérico (Lotze, 1945; Julivert *et al.*, 1974). La serie estratigráfica que lo integra consta básicamente de una sucesión de pizarras y cuarcitas o grauvacas (Oliveira, 1990). Tan sólo en la unidad volcano-sedimentaria intermedia (Complejo Volcano-sedimentario) existe mayor variedad litológica, apareciendo materiales de competencia más elevada. Pero la potencia de esta unidad es muy pequeña en relación a la del resto de la secuencia estratigráfica.

La serie paleozoica resulta intensamente deformada durante los procesos de convergencia y colisión de la Orogenia Varisca (Simancas *et al.*, 2003). Se desarrolla entonces una foliación muy penetrativa en toda la secuencia, así como numerosas estructuras frágiles y frágiles-dúctiles (fracturas y fallas de diverso tipo y orientación) que marcan unas directrices estructurales claras en este macizo rocoso. Muchas de estas fallas, que se reactivaron varias veces en el transcurso de la orogenia, también han experimentado reactivación durante el Alpino y es posible que hayan rejugado con ligeros movimientos en épocas más recientes, según sugieren algunas de las estructuras presentes en los sedimentos terciarios que aquí se describen.

#### Localización del Terciario

Las secciones en las que se describen las estructuras analizadas en este trabajo (1 y 2 en la Fig. 1) se localizan en el sector más occidental del margen norte de la Cuenca del Guadalquivir. En esta zona aflora ampliamente la sucesión neógena, constituida en su base por la Formación Niebla, de edad Tortonense *s.l.*, (Civis *et al.*, 1987, Baceta y Pendón, 1999) y por una unidad suprayacente, denominada Formación "Arcillas de Gibraleón" (Civis *et al.*,

1987). Sobre la serie descrita aparece un paquete de materiales detríticos atribuidos al Pleistoceno (Cáceres, 1995) que corresponden a depósitos fluviales relativos a la continentalización del área en sus últimas fases de relleno.

La Formación Niebla, aflorante a lo largo del borde meridional de la Meseta Ibérica, está constituida por arenas y conglomerados que evolucionan rápidamente en la vertical y lateralmente a calcarenitas y calizas bioclásticas. Esta formación representa los materiales que se depositaron discordantes sobre la Meseta Ibérica durante la transgresión tortoniense. Hacia los bordes de la Meseta, sus facies son principalmente siliciclásticas (conglomerados y arenas; Sección 1, Fig. 1), constituyendo los sistemas fluviales y deltaicos que suministraban sedimentos a la plataforma marina situada en posiciones más meridionales. Hacia el Sur estos depósitos se hacen progresivamente más calcáreos, mostrándose como facies de calcarenitas y calizas (Sección 2, Fig. 1) representativas de un sistema de rampa carbonatada de bajo gradiente (Baceta y Pendón, 1999).

La Sección 1, situada en las proximidades de la localidad de Valverde del Camino, está formada por tramos de arenas finas y medias de color rojo/ocre, entre los que se intercalan niveles de arenas groseras y de conglomerados constituidos por cantos redondeados y subredondeados de cuarzo y clastos de pizarras y cuarcitas. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son estratificaciones cruzadas y horizontales en los conglomerados, y laminaciones cruzadas, inclinadas de bajo ángulo y horizontales en las arenas. La superposición de morfologías canaliformes y la aparición de barras en esta sección son comunes. Las estructuras de escape de fluidos y de carga o colapso entre tramos de sedimentos de diferente litología y entre el sustrato alterado y los mismos sedimentos son frecuentes. En general, en toda la sección la distorsión del sedimento con respecto a su organización original, que también es claramente visible en otros afloramientos situados hacia el Sur, es evidente.

La Sección 2 se localiza al Norte de Niebla. En este punto la serie está formada en su base por un paquete de calcarenitas sobre el que aparece un nivel de arenas y conglomerados rojos de edad pleistocena. Es frecuente observar la existencia de estructuras de colapso y ondulaciones en los sedimentos siliciclásticos suprayacentes, en ocasiones afectando y propagándose hacia el tramo inferior carbonatado.

## Resultados

### Descripción de las estructuras de deformación

Las estructuras estudiadas en este tra-

bajo pueden aparecer aisladas unas con respecto a otras, aunque por lo general se hallan localizadas en niveles bien definidos que presentan gran continuidad lateral, en ocasiones de más de 30 metros. La escala de las estructuras oscila entre los pocos centímetros y más de 2 metros, observándose una atenuación en la magnitud de la deformación en cada horizonte a medida que ascendemos en la serie y la potencia de sedimentos sobre el zócalo es mayor.

La granulometría de los depósitos en los que se describen las estructuras es muy heterogénea, sin embargo esto no parece determinar de forma significativa el desarrollo o no de las deformaciones. De esta forma, se han observado determinadas estructuras tanto en sedimentos conglomeráticos, como arenosos, calcareníticos, e incluso afectando directamente al sustrato pizarroso alterado a arcillas. Por el contrario, las estructuras relacionadas estrictamente con la migración de fluidos (laminación convoluta o estructuras de inyección) sólo aparecen en sedimentos finos detríticos, como arenas y limos.

En función de su geometría, naturaleza y tipo de sedimentos en los que se observan, se diferencian dos grandes grupos de estructuras (Fig. 2):

A. *Estructuras de Carga*. Son muy frecuentes en los afloramientos estudiados. Presentan una gran variedad de morfologías en función de los materiales a los que involucra y el número, tipo y orientación de las discontinuidades que parecen haber interferido en su proceso de formación.

A1. Estructuras de carga "*sensu stricto*". Se desarrollan en los conglomerados que progresivamente se hunden en las arenas infrayacentes, deformando el muro del estrato hasta un punto en el que se produce la ruptura de la base del tramo conglomerático y el aislamiento de este sedimento, formándose "bolsas" de cantos. La escala de estas estructuras es decimétrica y no ha sido posible identificar en ellas ninguna dirección de discontinuidad preferente a partir de la que se haya podido facilitar o acentuar su formación. Sólo se han observado en la Sección 1.

A2. Estructuras de carga desarrolladas a favor de superficies de discontinuidad. Son las mejor representadas en las secciones estudiadas. Están formadas en arenas y conglomerados y, en menor grado, arcillas que colapsan sobre el sedimento infrayacente, siempre siguiendo una o dos superficies de discontinuidad (Sección 1). En calcarenitas (Sección 2) suelen aparecer como estructuras algo más aisladas, de mayor escala y que muestran geometrías mejor definidas, principalmente siguiendo dos superficies de discontinuidad.

La morfología de estas estructuras es

TIPO	DESCRIPCIÓN	ESQUEMA
A1	<p><i>Estructuras de carga sensu stricto (A1):</i></p> <p>Tramos de conglomerados que deforman su muro intruyendo en arenas o arcillas, llegando incluso a formar "bolos" aislados integrados en el tramo infrayacente.</p> <p>SECCIÓN 1</p>	
A2	<p><i>Estructuras de carga en fosa (A2.1):</i></p> <p>Colapsos del sedimento suprayacente formando fosas siguiendo la dirección de una o dos superficies de discontinuidad subverticales</p> <p><i>Estructuras de carga en escalón (A2.2):</i></p> <p>Movimiento diferencial de un tramo con respecto al inferior siguiendo una única superficie de discontinuidad</p> <p><i>Estructuras mixtas (A2.3)</i></p> <p>SECCIÓN 1 Y 2</p>	
B	<p><i>Estructuras de escape de fluidos:</i></p> <p>Laminación convoluta y distorsión de laminas y estratificaciones sedimentarias en arenas y conglomerados</p> <p>SECCIÓN 1</p>	

Fig. 2. Descripción de los diferentes tipos de estructuras post-sedimentarias en el área de estudio.

Fig. 2. Description of different kinds of post-sedimentary structures present in the studied area.

semejante a cubetas (A2.1) y escalones (A2.2) de muy diferentes escalas (entre 10 cm y 2 m en la vertical). El buzamiento de los planos a favor de los que parecen generarse las mismas, se muestra desde subverticalizado hasta presentar ángulos de 45° con respecto a la horizontal. Es importante destacar que, si bien la orientación de las estructuras parece tener un claro control post-sedimentario, es evidente que la geometría del cuerpo sedimentario original (en barras o margen de un canal, por ejemplo) ha jugado un papel importante en la morfología resultante.

En las estructuras de tipo A1, la deformación queda limitada a determinados horizontes y experimenta una rápida atenuación

por encima y debajo de estos, llegando incluso a ser imperceptible a pocos centímetros de la estructura. Sin embargo, para el resto de estructuras la deformación se acentúa a medida que bajamos en la serie.

En determinados puntos, se han observado estructuras mixtas de escalón-cubeta (A2.3) en las que se ha formado un límite abrupto muy verticalizado que rápidamente se ve amortiguado lateralmente, creándose un nuevo límite mucho menos inclinado, a partir del que el tramo recobra su organización original progresivamente.

La orientación de estas superficies de discontinuidad en las proximidades de Valverde (Sección 1) sigue un patrón NO-SE, aunque en el área de Niebla (Sección

2), donde las deformaciones son más significativas en cuanto a su tamaño, se han detectado 2 orientaciones en los ejes de las ondulaciones (NO-SE y NE-SO) tal como muestra la figura 3.

Aunque estas estructuras en cubetas o escalones se han observado afectando tanto a sedimentos homogéneos (arenas) como de distinta naturaleza (arenas-conglomerados, conglomerados-arenas, conglomerados-arcillas), cuando éstas se producen por el desplazamiento de un tramo conglomerático con respecto a otro nivel, los cantos son reorientados en paralelo a la superficie de discontinuidad a partir de la que se genera la estructura. La fábrica que presentan los cantos es clasto-soportada, siendo la proporción de matriz arenosa en el entorno de la estructura muy inferior a la existente en el sedimento original, visible en otros tramos, lo que podría indicar procesos de lavado. Por lo general, la cementación del sedimento en estos puntos es mayor que en áreas lateralmente equivalentes.

**B. Estructuras asociadas a Escape de Fluidos:** Son menos frecuentes que las anteriores. Principalmente consisten en laminaciones convolutas, observadas en sedimentos de arenas finas y en los limos (Sección 1). También han sido descritas estratificaciones y laminaciones cruzadas y horizontales distorsionadas por la inyección de sedimentos y fluidos en tramos de granulometrías algo más groseras, generando un aspecto desordenado e irregular de estos depósitos (Fig. 2)

## Discusión y Conclusiones

Dado que el origen de estructuras similares a éstas se ha asociado a eventos

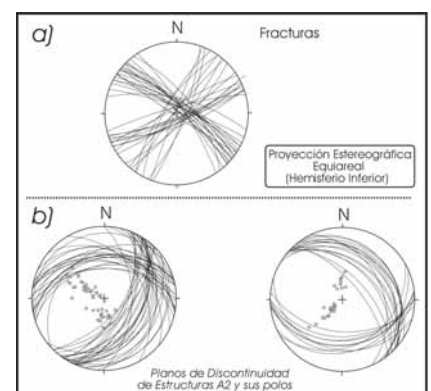


Fig. 3. a) Orientación de fracturas medidas en el área de estudio. b) Orientación de las superficies de discontinuidades de las estructuras A2.

Fig. 3. a) Orientation of fractures measured in the studied area. b) Orientation of the discontinuity surfaces related to A2 structures.

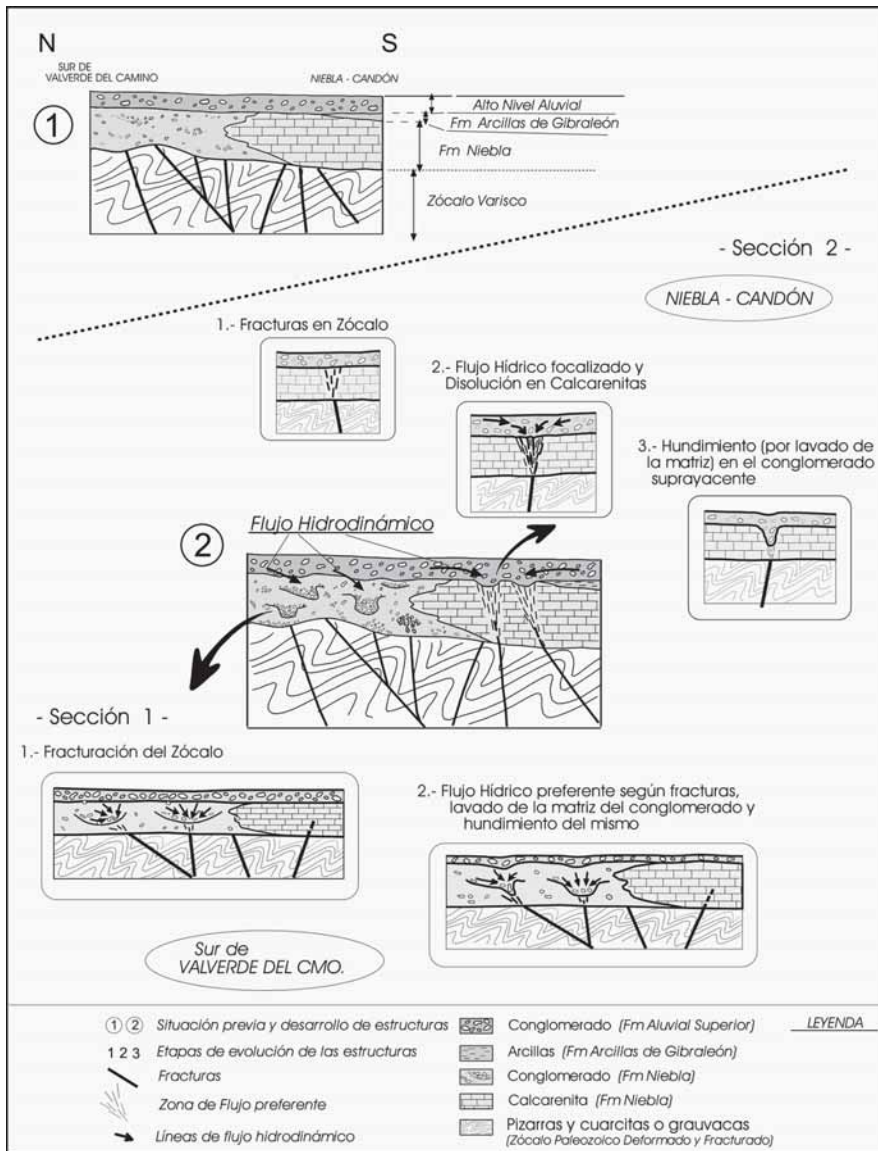


Fig. 4. Modelo de formación de los diversos tipos de estructuras deformacionales.

Fig. 4. Evolutionary model for each type of deformational structures.

sísmicos por migración de sedimentos y agua en la vertical, en el caso que nos ocupa y sin negar otras opciones, planteamos la posibilidad de que su desarrollo esté relacionado con reactivación reciente de fracturas antiguas ya que:

1. Las deformaciones aparecen concentradas en horizontes a diferentes alturas y en materiales de diferentes edades (Tortonense-Pleistoceno) y litologías dentro de la serie neógena.
2. Las características de los depósitos estudiados indican la existencia de un sedimento más o menos permeable que ha experimentado frecuentes oscilaciones del nivel freático. El aspecto distorsionado de los depósitos con respecto a su organización original parecen evidenciar la existencia de importantes procesos de migración de fluidos y matriz sedimentaria. Dichos procesos con toda seguridad tuvieron lugar posteriormente a la formación de los depósitos.

3. El desarrollo de muchas estructuras evidencia un marcado patrón de orientación (NO-SE y NE-SO). Posiblemente estas fracturas han experimentado una actividad "reciente" a partir de la que se genera una deformación. Ésta decrece en su intensidad progresivamente hacia techo y afecta de forma focalizada a ciertos puntos u horizontes de la cohertera sedimentaria.
5. Los materiales donde se describen estas estructuras están siempre próximos a un sustrato en el cual se han podido medir planos de discontinuidad que coinciden con el patrón de orientación anteriormente enunciado.

La figura 4 resume el modelo propuesto para la génesis de estas estructuras de deformación. Las estructuras de tipo A1 y B no difieren de otras cuyo origen se asimila a simples movimientos de agua en la vertical (Plaziat y Ahmamou, 1998). Sin embargo, en el área de estudio, éstas siempre apare-

cen asociadas a las estructuras A2, que bien en forma de cubeta y/o escalón, se desarrollan a partir de superficies claramente definidas y bien detectadas en todo este margen de la cuenca (Flores, 1994, Camacho, 1999).

Finalmente, se debe destacar la existencia de una interpretación previa para la formación de las estructuras, definidas en este trabajo como A2, por colapsos en procesos de karstificación (Cáceres *et al.*, 1997). En el análisis llevado a cabo en este trabajo, se ha comprobado que estas estructuras también se desarrollan cuando el sustrato no es carbonatado, lo que no invalida el mecanismo de formación propuesto por estos autores, pero sugiere la existencia de otros factores de control.

Referencias

Baceta, J. I. y Pendón, J.G. (1999). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 12, 419-437.

Cáceres, L. M. (1995). *Geomorfología del sector occidental de la Depresión del Guadalquivir*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 166 p.

Cáceres, L.M., Rodríguez-Vidal, J., Rodríguez-Ramírez, A. y Cantano, M. (1997). *Geogaceta*, 21, 43-46.

Camacho, M.A. (1999). *Tectónica Reciente y Campos de Esfuerzos en el Suroeste de la Península Ibérica*. Tesis de Licenciatura, Univ. Huelva. 95 p.

Civis, J., Sierro, F. J., González, J., Flores, J., Andrés, F., Porta, J. y Valle, M. (1987). En: *Paleontología del Neógeno de Huelva* (J. Civis, Ed.). Univ. Salamanca. 9-12.

Flores, E. (1994). *Tectónica Reciente en el margen ibérico suroccidental*. Tesis Doctoral, Univ. Huelva, 458 pp.

Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993). *Tectonophysics*, 225, 493-522.

Julivert, M., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1974). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, 1:1.000.000*. IGME.

Lotze, F. (1945). *Geotektonische Forschungen*, 6, 78-92.

Oliveira, J.T. (1990). *Pre-Mesozoic geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García, Eds.). Springer-Verlag, 334-347.

Plaziat, J.C. y Ahmamou, M. (1998). *Geodinámica Acta*, 11, 4, 183-203.

Quesada, C. (1998). *Mineralium Deposita*, 33, 31-44.

Simancas, J.F., Carbonell, R., González-Lo-deiro, F., Pérez-Estaún, A., Juhlin, C., Ayarza, P., Kashubin, A., Azur, A., Martínez-Poyato, D., Almodovar, G.R., Pascual, E., Sáez, R. y Expósito, I. (2003). *Tectonics*, 22, 6, 1062.

Seilacher, A. (1969). *Sedimentology*, 13, 155-159.

Soriano, C. y Casas, J. M. (2002). *International Journal of Earth Science*. 91, 882-896.