



Evolución tectónica del borde norte de la cuenca del Bajo Segura. Implicaciones en la evolución de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante)

Tectonic evolution of the Bajo Segura Basin northern limit. Implications for the Crevillente Fault Evolution

Martin-Rojas, I.; Alfaro, P. y Estévez, A.

Departamento de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, Universidad de Alicante, Ap 99, 03690, Alicante, España.
Ivan.Martin@ua.es

Resumen

En este estudio presentamos los resultados del análisis estructural del borde norte de la cuenca del Bajo Segura, en la cordillera Bética oriental. En este borde se desarrolla el sinclinal de Crevillente; se trata de un pliegue de propagación de falla con geometría de crecimiento y vergente al sur asociado a la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante). El estudio cuantitativo de la discordancia progresiva asociada a dicho pliegue ha puesto de manifiesto que la actividad de esta falla se inició en el Tortoniense, aumentó durante el Messiniense y, a partir de ese momento se ha mantenido constante o ha disminuido durante el Plioceno y el Cuaternario. La escasez de depósitos cuaternarios deformados no implica que no exista actividad cuaternaria de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), ya que la mayoría de los depósitos más recientes son discontinuos o se localizan al sur, alejados de la zona de máxima deformación. Por otro lado, el hecho de que la actividad de la falla del Bajo Segura, situada en el borde meridional de la cuenca, se iniciara durante el Plioceno, parece indicar una migración de la deformación hacia el sur.

Palabras clave: Cuenca del Bajo Segura, Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), Sinclinal de Crevillente, Pliegue de propagación de falla, discordancia progresiva.

Abstract

We here present a structural analysis of the northern area of the Bajo Segura Basin, in the eastern Betic Cordillera. In this area the Crevillente syncline occurs, which consists of a fault-propagation fold related to the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector). This south vergent syncline shows a growth geometry. The analysis of the growth sequence evidences that the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector) tectonic activity started in the Tortonian,



increased during Messinian and has decreased or kept constant during Pliocene and Quaternary times. The scarcity of deformed Quaternary deposits does not indicate a lack of tectonic activity of the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector), because most of the recent sediments are discontinuous and deposited far from area of maximum deformation. Taking into account that the Bajo Segura Fault (located in the opposite southern margin of the basin) started in the Pliocene, it seems that tectonic deformation in the Bajo Segura Basin migrated southwards from the Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector) to the Bajo Segura Fault.

Key words: Bajo Segura Basin, Crevillente Fault (Abanilla-Alicante sector), Crevillente Syncline, fault-propagation fold, progressive unconformity.

1. Introducción

La cuenca del Bajo Segura (sur de la provincia de Alicante, Figura 1) está limitada por dos fallas responsables de la actividad sísmica de la región: la falla del Bajo Segura situada en el borde meridional y la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) localizada en su borde septentrional. Esta cuenca es una de las regiones de la Península Ibérica que ha registrado mayor actividad sísmica durante el periodo histórico e instrumental (Giner y Molina, 2001); destacando el terremoto de Torrevieja de 1829, de intensidad X (escala MSK), magnitud entre 6,3 (Delgado et al., 1993) y 6,9 (Muñoz y Udías, 1991) y que causó casi 400 víctimas mortales. Hasta ahora, la mayoría de los trabajos relacionados con la tectónica reciente en esta zona se han centrado en el análisis de la falla del Bajo Segura, una falla inversa ciega con un pliegue de propagación de falla asociado (Montenat, 1977; Taboada et al., 1993; Alfaro et al., 2002a y 2002b; García-Mayordomo 2005; Alfaro et al., 2012). Sin embargo, la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), con otro pliegue de propagación de falla asociado (Soria et al., 2001), ha sido muy poco estudiada.

En este trabajo presentamos los resultados del análisis estructural del borde septentrional de la cuenca del Bajo Segura. Dicho análisis ha permitido caracterizar de forma precisa la geometría y arquitectura estratigráfica del sinclinal de Crevillente, uno de los pliegues de propagación de falla asociado a la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante). Este análisis nos ha llevado a su vez a proponer

una evolución espacio-temporal de la deformación reciente en la cuenca del Bajo Segura.

2. Contexto geológico

La cuenca del Bajo Segura se localiza en la parte oriental de la cordillera Bética (Figura 1), sobre el contacto entre la Zona Externa, al norte, y la Zona Interna al sur. Su relleno sedimentario, de edad Mioceno Superior a Cuaternario, se apoya en su mayor parte sobre rocas del Complejo Alpujárride, de edad triásica, pertenecientes a la Zona Interna, que llegan a aflorar en las sierras de Orihuela y Callosa. En el sector septentrional, a lo largo de una estrecha banda ENE-WSW, las rocas del relleno sedimentario se apoyan sobre un basamento mesozoico y terciario de la Zona Externa.

Desde el Mioceno Superior hasta la actualidad, la actividad tectónica en la cuenca está ligada a la convergencia entre las placas Africana y Euroasiática que se aproximan a una velocidad de entre 4 y 5 mm/año (Argus et al., 1989). Esta convergencia de placas es la responsable de que, desde el Mioceno Superior hasta la actualidad, la cordillera Bética oriental (incluida la cuenca del Bajo Segura) haya estado sometida a un campo de esfuerzos regional caracterizado por acortamiento NNO-SSE (Alfaro, 1995).

A grandes rasgos, la cuenca presenta dos zonas con una mayor deformación situadas en sus bordes meridional y septentrional, mientras que el resto de la cuenca aparece poco

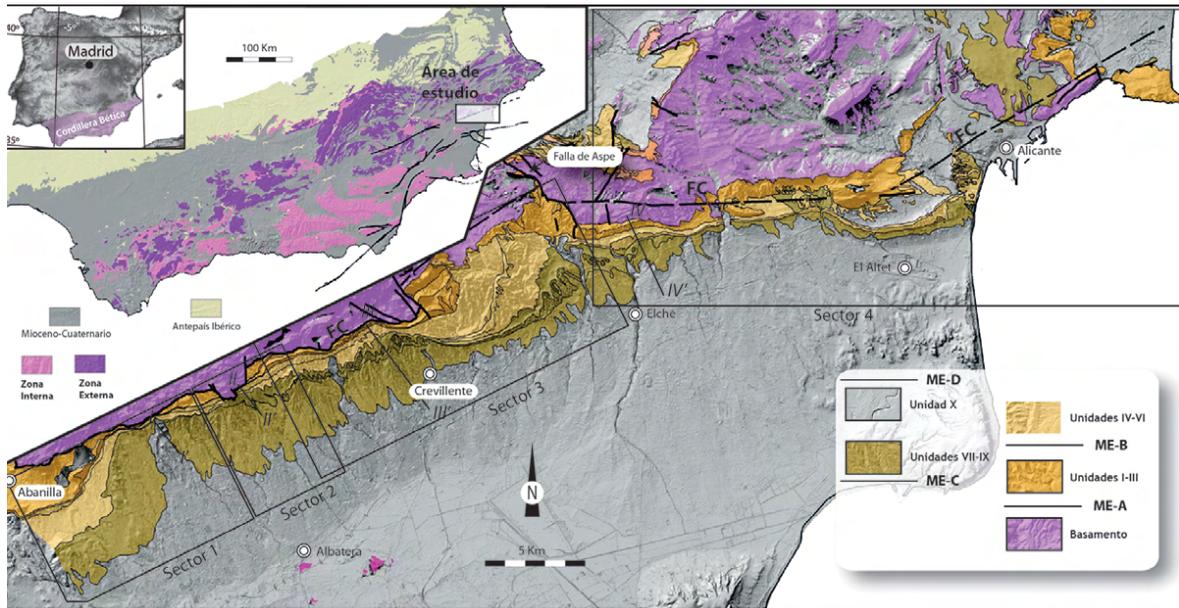


Figura 1: Mapa geológico del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura.
 Figure 1: Geological map of the Northern limit of the Bajo Segura Basin.

deformado. La deformación está controlada por fallas inversas que afectan al basamento y que dan lugar a pliegues de propagación de falla en la cobertera, si bien no puede descartarse que alguna de estas fallas llegue a afectar incluso a los propios sedimentos de relleno de la cuenca.

2.1. Estratigrafía del borde norte de la Cuenca del Bajo Segura

En este estudio hemos dividido el registro estratigráfico del borde norte de la cuenca del Bajo Segura en 10 unidades litoestratigráficas informales (Figura 2). Dentro de ellas, hemos elegido cuatro superficies como marcadores estructurales (ME) para llevar a cabo nuestro estudio. La más baja (ME-A) corresponde a la base del relleno de la cuenca del Bajo Segura, de edad Tortoniense inferior (Montenat, 1977; Lancis et al., 2010). La segunda superficie (ME-B) corresponde al techo de la unidad litoestratigráfica III y tiene una edad Tortoniense superior (Lancis et al., 2010). La tercera (ME-C) es el muro de la unidad litoestratigráfica VI, cercano al límite entre el Messiniense y el Plioceno (Lancis, 1998), mientras que la

última (SE-D) la representa la superficie subhorizontal actual, considerada como la superficie de depósito de los materiales cuaternarios actuales.

2.2. Estructura del borde norte de la cuenca del Bajo Segura. El sinclinal de Crevillente

Morfológicamente la zona estudiada está caracterizada por un frente montañoso que se extiende a lo largo de unos 60 km, entre las poblaciones de Abanilla, al oeste, y Alicante, al este. Este frente está controlado por una zona de deformación caracterizada por pliegues de propagación de falla con una dirección principal ENE-OSO y NE-SO. El sinforme meridional de esos pliegues constituye la estructura aflorante más relevante del borde norte de la cuenca del Bajo Segura, en la que nos centramos en este trabajo. Se trata de un pliegue sinclinal vergente al sur, de orientación axial NE-SO, que denominamos sinclinal de Crevillente. Al norte de este sinclinal aparece un anticlinorio que coincide con los relieves de las sierras de Abanilla, Crevillente y los pequeños relieves situados entre Aspe y la ciudad de Alicante.

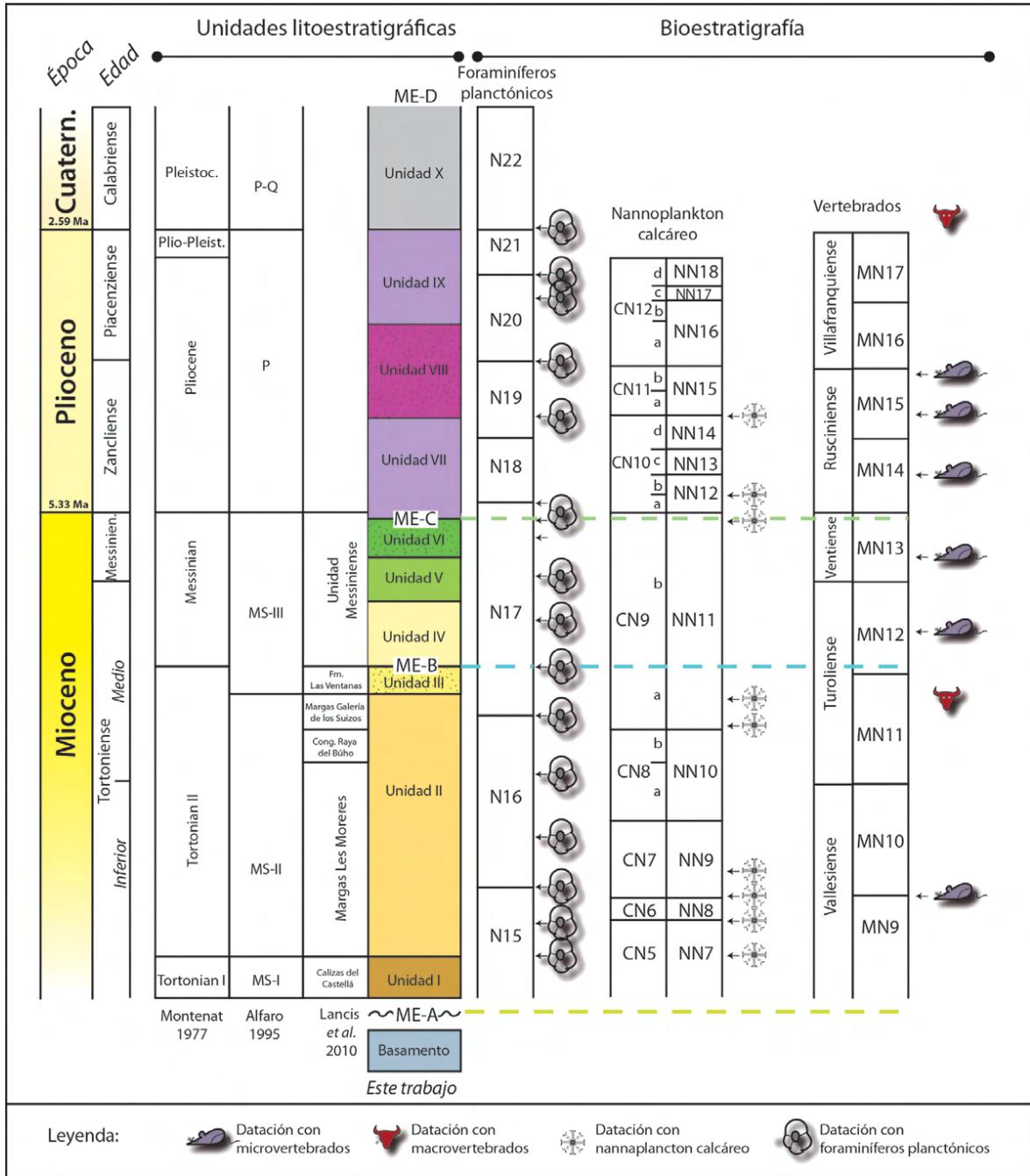


Figura 2: Unidades estratigráficas distinguidas en este estudio y su correlación con las definidas por autores previos.
 Figure 2: Stratigraphic units used in this work and correlation with those defined by previous authors.

Este pliegue presenta una geometría no cilíndrica, ya que en su parte occidental tiene un flanco corto invertido, que hacia el este pasa a ser normal y a perder buzamiento paulatina-

mente (Figuras 1 y 3). Esta tendencia no se da siempre de manera gradual, sino que en algunas zonas se produce de forma brusca debido a la presencia de fallas de desgarre NO-SE, la

principal de las cuales es la falla de Aspe (Figura 1). Estas fallas de desgarre pierden salto lateralmente tanto hacia el norte como hacia el sur, de tal forma que cortan y desplazan a los niveles más bajos de la serie estratigráfica (Unidades I y II), mientras que las Unidades III y la parte baja de la IV aparecen sólo fracturadas (no desplazadas); el resto de unidades no aparecen afectadas por las fallas. A medida que nos desplazamos en el sinclinal de Crevillente hacia el norte, las unidades estratigráficas anteriormente descritas disminuyen de espesor y el buzamiento de los marcadores aumenta progresivamente hacia los niveles más profundos. Atendiendo a esta geometría, podemos afirmar que la secuencia de materiales antes descrita presenta una discordancia angular progresiva y el sinclinal de Crevillente puede describirse por tanto como un pliegue de crecimiento (Estévez *et al.*, 1991).

3. Análisis cuantitativo de la arquitectura estratigráfica del borde norte de la cuenca del Bajo Segura

3.1. Metodología

Con el fin de cuantificar la geometría de la discordancia progresiva hemos analizado el ángulo de apertura existente entre varios niveles estratigráficos (Hardy y Poblet, 1994). Para ello hemos realizado un total de 21 cortes geológicos transversales a la estructura, algunos de los cuales han sido ajustados utilizando perfiles sísmicos; de estos cortes hemos elegidos cuatro, uno representativo de cada sector en los que dividimos la zona de estudio (Figura 3). En cada uno de estos cortes hemos analizado el ángulo máximo existente entre los tres marcadores estructurales antes citados (ME-A, B, C y D). Las condiciones de afloramiento no permiten la observación directa de toda la estructura en ninguna sección, ya que el nivel de erosión no es lo suficientemente profundo como para que aflore la zona de charnela del sinforme. Sin embargo, el ángulo máximo de discordancia entre los conjuntos de estratos de crecimiento ha podido ser determinado

por observación directa en el campo. Para tratar de minimizar en la medida de lo posible artefactos inherentes al método, el ángulo máximo de discordancia ha sido medido sistemáticamente en la zona de terminación del marcador superior más próxima al flanco frontal del pliegue (Figura 3).

3.2. Resultados

Una primera lectura de los ángulos de la discordancia (Tabla 1) pone de manifiesto que la variación lateral de buzamiento del flanco corto antes mencionada se traduce también en una variación lateral de los ángulos de apertura de la discordancia progresiva. Sin embargo, si analizamos con detalle la variación en la vertical de dichos ángulos (Tabla 1) podemos

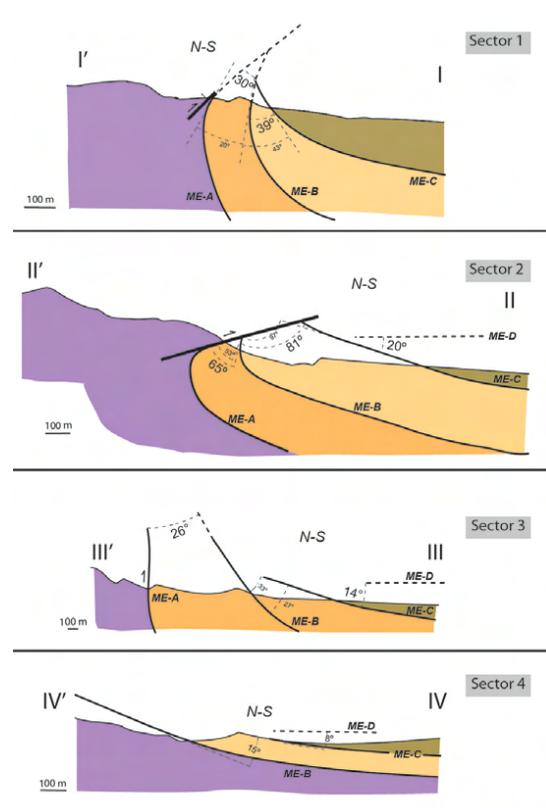


Figura 3: Cortes geológicos representativos de la estructura del borde norte de la cuenca del Bajo Segura. Localización y leyenda en la Figura 1.
Figure 3: Geological cross sections of the northern limit of the Bajo Segura Basin. Location and legend in Figure 1.

observar una tendencia general independientemente del sector del pliegue en el que nos encontremos; de tal manera que sistemáticamente el ángulo entre el marcador A y el B (intervalo AB) es menor que el existente entre el B y C (intervalo BC). Tras este incremento inicial se produce una disminución del ángulo de apertura, ya que el ángulo entre el marcador B y el C (intervalo BC) es mayor que el buzamiento de este último (intervalo CD).

Por otro lado también hay que señalar la variación lateral de la geometría de las terminaciones de capas que se da en el sinclinal de Crevillente. En la parte occidental de la estructura, hasta alcanzar la transversal de la localidad de Crevillente, la geometría de todos los niveles es de solapamiento retractivo (growth offlap, Figura 3, corte A), de tal manera que la terminación hacia el norte de los estratos se sitúa progresivamente más al sur cuanto más altos nos encontramos en la serie estratigráfica. Por el contrario en la parte oriental, las unidades situadas por encima de la base de la unidad III presentan un solapamiento expansivo (growth onlap e incluso overlap, Figura 3, corte B), llegando a sobrepasar la cresta del pliegue y a depositarse también en el sector septentrional. Este hecho lo hemos tenido en cuenta a la hora de cuantificar la arquitectura estratigráfica de la estructura estudiada, de tal modo que los lugares en los que se han me-

dido los ángulos han sido escogidos para representar en todos los casos el valor máximo entre marcadores.

4. Evidencias de actividad tectónica cuaternaria en el borde norte de la cuenca del Bajo Segura.

La falla de Crevillente está incluida en la base de datos de fallas activas de la Península Ibérica (IGME, 2012), y ha sido considerada como una falla activa en muchos trabajos regionales (Gauyau et al., 1977; Bousquet, 1979; De Larouzière et al., 1988; Silva et al., 1993; Alfaro et al., 2002a,b; García-Mayordomo, 2005). Esta falla se sitúa en el extremo oriental del corredor de cizalla de la Bética oriental (Silva et al., 1993) o segmento bético de la zona de cizalla de Trans-Alborán (De Larouzière et al., 1988). No existe ningún estudio detallado sobre la actividad cuaternaria de esta falla. Gauyau et al. (1977) realizan un estudio geofísico del sector que consideran prolongación de la falla de Alhama de Murcia. Goy y Zazo (1989) interpretan las características morfológicas de los abanicos aluviales y de la red de drenaje como asociadas a un levantamiento continuo del frente montañoso de Crevillente a partir del Pleistoceno medio. Bousquet (1979) y Goy et al. (1993) incluyen algunas terrazas tirrenienses,

Tabla 1: Ángulos de apertura y tasas de rotación deducida a partir de ellos en la discordancia progresiva del sinclinal de Crevillente. Dada la heterogeneidad lateral de la estructura el pliegue se ha dividido en cuatro sectores numerados de SO a NE. Los márgenes de error en los ángulos de rotación son debidos a posibles pendientes deposicionales (mayores en las unidades más groseras); en el caso de la tasa de rotación a este error se le añade el debido a la imprecisión de las dataciones bioestratigráficas.

Table 1: Aperture angles and related rotation rates obtained for the progressive unconformity of the Crevillente Fold. Due to the lateral fold heterogeneity, four (1 to 4 from NW to SE) sectors have been distinguished. Errors in rotation angles are related to probable depositional dips (higher in coarse units); errors in rotation rate include also inaccurate dates.

	Ángulo de rotación (grados)			Tasa media de rotación (grados/Ma)		
	AB	BC	C-presente	AB	BC	C-presente
Sector 1	30 ± 10	39 ± 4	13 ± 2	6,8 ± 18,4%	20,5 ± 36,5%	2,5 ± 1,9%
Sector 2	65 ± 16	81 ± 15	20 ± 4	14,8 ± 18,4%	42,6 ± 36,5%	3,8 ± 1,9%
Sector 3	26 ± 7	30 ± 3	14 ± 3	5,9 ± 18,4%	15,8 ± 36,5%	2,6 ± 1,9%
Sector 4	-	15 ± 3	8 ± 2	1,8 ± 18,4%	7,9 ± 36,5%	1,5 ± 1,9%

del sector oriental de la falla de Crevillente, como evidencias de su actividad reciente. Silva et al. (1993) realizan un estudio geomorfológico de su frente montañoso. Según este análisis, esta falla presenta un índice de actividad tectónica bajo-moderado (0,05 mm/año de movimiento vertical). Por otra parte, Alfaro et al. (1999) estudian un afloramiento de estructuras sedimentarias de deformación que interpretan como sismitas en abanicos aluviales pleistocenos. Aunque no se pueden asociar directamente a la actividad de la falla de Crevillente, su localización próxima a la

zona de deformación indica que ésta sería la estructura sismogénica más probable.

El estudio que aquí presentamos de la zona afectada por los pliegues de propagación de la falla de Crevillente nos ha permitido identificar en el sector situado al norte de la localidad de Abanilla un abanico aluvial deformado (Figura 4), afectado por el sinclinal de Crevillente. Este abanico no ha sido todavía datado, pero lo correlacionamos con el sistema analizado por Goy y Zazo (1989), asignado al Cuaternario. Así mismo, en el cerro de cota



Figura 4: A, abanico aluvial afectado por el sinclinal de Crevillente aflorante en la rambla de La Lima (al NO de la localidad de Albaterra, coordenadas UTM ETRS89 del centro de la imagen 678460/4233000 30N). El ápice del abanico se sitúa al N de la imagen. B, travertino deformado de Abanilla.

Figure 4: A, folded alluvial fan cropping out in the Los Rubira area (NW of Albaterra, UTM coordinates 678460/4233000 30N). Apex of the fan is located to the North. B, folded travertine in Abanilla.

271 que corona la localidad de Abanilla aflora un travertino que también está afectado por el sinclinal de Crevillente (Figura 4); este travertino aún no ha sido datado, pero su posición indica que podría ser de edad pliocena o cuaternaria.

Por lo que respecta a la sismicidad, lo cierto es que la distribución de epicentros a lo largo de la zona de falla de Crevillente no presenta ninguna alineación significativa, a excepción de la agrupación sísmica que se reconoce en su extremo oeste (García Mayordomo, 2005). Por otra parte, en la prolongación de su traza hacia el este en el Mar Mediterráneo, se sitúa un terremoto de magnitud 4,9 ocurrido en 1981. El mecanismo focal de este evento es de falla inversa (Buforn y Udías, 1991) y uno de los planos, de dirección ENE-WSW, coincide con la prolongación hacia el este del corredor de cizalla de la Bética oriental. Así mismo, García-Mayordomo (2005) asigna una serie de terremotos profundos localizados en la región a la falla de Crevillente, como estructura sismogénica más probable.

5. Discusión

La geometría de las discordancias progresivas desarrolladas en pliegues de propagación de falla depende de diferentes parámetros como son el mecanismo de plegamiento, la intensidad de la erosión asociada al levantamiento del pliegue, la pendiente de las superficies erosivas (si aparecen), etc. Pero el factor principal es la relación existente entre la tasa de levantamiento del pliegue y la tasa de sedimentación (Rafini y Mercier, 2002). Los modelos geométricos propuestos por Hardy y Poblet (1994) demostraron que no existe una relación lineal directa entre el salto de falla, el levantamiento del pliegue de propagación y la rotación de sus flancos. Estos modelos mostraron que, manteniendo constante el salto de la falla a lo largo del tiempo, el levantamiento y la consiguiente rotación relativa entre niveles sucesivos (es decir, el ángulo de apertura de la discordancia progresiva) no son constantes, sino que decrecen con el tiempo. Por consi-

guiente, un descenso en estos parámetros no implica una disminución de la actividad tectónica. En el caso que nos ocupa, la tendencia observada (Tabla 1) es un incremento del ángulo de apertura de la discordancia angular al comparar el intervalo AB con el BC. El ángulo de apertura guarda una relación directa con la rotación sufrida por el flanco (Hardy y Poblet, 1994), por lo que podemos afirmar que la rotación del flanco ocurrida durante el intervalo BC es mayor que la acontecida en el intervalo AC. Además, tenemos que tener en cuenta que la duración temporal del intervalo BC (Tortonien-se sup.-Messiniense) es menor que la del AB (Tortonien-se *p.p.*) ($\approx 2,1$ Ma frente a $\approx 3,7$ Ma), si bien es cierto que las dataciones de las que disponemos no permiten situar con total precisión el límite entre ambos pisos. Por tanto, la tasa de rotación obtenida para el intervalo BC en el sinclinal de Crevillente es sensiblemente mayor que la obtenida para el AB, lo que indicaría un mayor desplazamiento de la falla y por tanto una mayor actividad de la misma. Por lo que se refiere al intervalo CD (Plioceno-Cuaternario, 5,33 Ma) la tasa de rotación disminuye con respecto al intervalo anterior. Esto pone de manifiesto que el desplazamiento de la falla y la consiguiente actividad se han mantenido constantes o han disminuido, coincidiendo con lo señalado por Soria *et al.* (2001).

En relación a la actividad tectónica más reciente, tal y como apunta Silva *et al.* (1993), la red de drenaje se encaja en los abanicos más antiguos, de modo que los actuales se alejan del frente montañoso, lo que es típico de fallas lentas como la de Crevillente. Los depósitos más modernos se localizan en sectores más meridionales, alejados de la zona de mayor deformación, es decir, lejos del frente montañoso (Figura 1). Por tanto, aunque se haya producido deformación durante el Pleistoceno y el Holoceno, es difícil de registrar, salvo en algunos depósitos aislados como terrazas tirrenienses, o algunas terrazas fluviales de la red de drenaje más recientes situados sobre la zona principal de deformación.

Como se ha mencionado anteriormente, en la cuenca del Bajo Segura se reconocen dos zo-

nas de mayor deformación, la de la falla del Bajo Segura y la que nos ocupa de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante). En ambas zonas se desarrollan sendos pliegues de propagación de falla con geometrías de crecimiento (Soria *et al.*, 2001; Alfaro *et al.*, 2002a y b). Sin embargo existe una diferencia fundamental entre ambas estructuras: mientras que en la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) la secuencia de estratos contemporáneos del plegamiento comienza a partir del Tortoniense superior, en la falla del Bajo Segura esta secuencia abarca sólo el Plioceno-Cuaternario. Esto pone de manifiesto que la falla del Bajo Segura comenzó su actividad cuando la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) se encontraba probablemente en una fase de desaceleración, lo que parece indicar una migración de la deformación en la cuenca desde el norte hacia el sur. De hecho, si bien ambas fallas son sísmicamente activas en la actualidad, la falla del Bajo Segura presenta una mayor sismicidad instrumental e histórica (García Mayordomo, 2005).

6. Conclusiones

Teniendo en cuenta todo lo anteriormente expuesto podemos concluir que la actividad de la falla de Crevillente comenzó como muy tarde en el Tortoniense, ya que la secuencia estratigráfica anterior no muestra evidencias de tectónica sinsedimentaria. Esta falla sufrió una aceleración de su actividad en el intervalo Tortoniense Superior-Messiniense, como demuestra el hecho de que la tasa de rotación durante este intervalo de tiempo es mayor que durante el Tortoniense. Por último, para el intervalo Plioceno-Cuaternario la actividad se ha mantenido constante o ha disminuido, ya que la tasa de rotación disminuye con respecto al intervalo precedente. En nuestra opinión estos resultados no deben ser extrapolados más allá de la propia falla de Crevillente, por lo que esta tendencia de la actividad tectónica se circunscribe a la zona analizada y serían necesarios estudios similares en otras estructuras cercanas para poder reconocer una tendencia regional.

Por otra parte, la escasez de depósitos cuaternarios deformados no constituye una evidencia de que no exista deformación de esa edad en la Falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), ya que la mayoría de dichos depósitos se localizan en áreas alejadas de la zona de máxima deformación, es decir, lejos del frente montañoso.

Finalmente, al comparar el pliegue de crecimiento asociado a la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante) y a la falla del Bajo Segura se pone de manifiesto que asistimos a una migración de la deformación hacia el sur en la cuenca del Bajo Segura, ya que la actividad de la falla de Crevillente (sector Abanilla-Alicante), que comenzó en el Tortoniense y alcanzó un máximo en el Messiniense, parece disminuir a partir del Plioceno, mientras que la actividad de la falla del Bajo Segura se inició justo en este mismo periodo.

Agradecimientos

El presente trabajo ha sido financiado gracias al proyecto de investigación CGL2011-30153-C02-02 del Ministerio de Ciencia e Innovación, así como por el Grupo de Investigación de la Universidad de Alicante VI-GROB053.

Referencias Bibliográficas

- Alfaro, P. (1995). Neotectónica de la Cuenca del Bajo Segura (Cordillera Bética oriental). Tesis Universidad de Alicante, 211 p.
- Alfaro, P.; Estévez, A.; Moretti, M.; Soria, J.M. (1999). Structures sédimentaires de déformation interprétées comme séismes dans le Quaternaire du bassin du Bas Segura (Cordillère Bétique orientale). *Comptes Rendues Acad. Sci. Paris (II)*, 328, 17-22.
- Alfaro, P.; Delgado, J.; A.; Estévez, Soria, J.M.; Yébenes, A. (2002a). Onshore and offshore compressional tectonics in the eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Marine Geology*, 186, 337-349.
- Alfaro, P.; Andreu, J.M.; Delgado, J.; Estévez, A.; Soria, J.M.; Teixidó, T. (2002b). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high- reso-

- lution reflection profiling. *Geological Magazine*, 139(3), 331-341.
- Alfaro, P.; Andreu, J.M.; Bartolomé, R.; Borque, M.J.; Estévez, A.; García-Mayordomo, J.; García-Tortosa, F.J.; Gil, A.; Gràcia, E.; Lo Iacono, C.; Perea, H. (2012). The Bajo Segura Fault Zone: Active blind thrusting in the Eastern Betic Cordillera (SE Spain). *Journal of Iberian Geology*, 38(1), 271-284.
- Argus, D.F.; Gordon, R.G.; De Mets, C.; Stein, S. (1989). Closure of the Africa-Eurasia-North America plate motion circuit and tectonics of the Gloria Fault. *J. Geophys. Res.*, 94, 5585-5602.
- Bousquet, J.C. (1979). Quaternary strike-slip faults in Southeastern Spain. *Tectonophysics*, 52, 277-286.
- Bufo, E.; Udías, A. (1991). Focal mechanism of earthquakes in Gulf of Cádiz, South Spain and Alboran Sea. En: J. Mezcuca, A. Udías (eds.). *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region*, 29-40.
- De Larouzière, F.; Bolze, J.J.; Larouzière De, F.D.; Montenat, C.; Ott d'estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric trans-Alboran shear zone during the late Miocene. *Tectonophysics*, 152, 41-52.
- Delgado, J.; Giner, J.; López Casado, C.; Auernheimer, C. (1993). Análisis de la respuesta del suelo en intensidades. Aplicación al terremoto de Torreveija. En: *Problemática Geoambiental y Desarrollo* (Ortiz Silla ed.), V Reunión Nacional de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio, II, 627-636.
- Estévez, A.; Soria, J.M.; Alfaro, P. (1991). La alineación estructural de Crevillente-Alicante. Estratigrafía y tectónica. *Resúmenes del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, Universitat de Barcelona, Vic, España, 117-119.
- García Mayordomo, J. (2005). *Caracterización y análisis de la peligrosidad sísmica en el sureste de España*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, 373.
- Gauyau, F.; Bayer, R.; Bousquet, J.C.; Lachaud, J.C.; Lesquer, A.; Montenat, C. (1977). Le prolongement de l'accident d'Alhama de Murcia et Alicante (Espagne méridionale). *Bull Soc. Géol. de France*, XXII, 3, 501-509.
- Giner, J.J.; Molina, S. (2001). *Sismicidad y riesgo sísmico en la Comunidad Autónoma Valenciana*. Editorial Club Universitario, Alicante, 106 pp.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardaji, T.; Somoza, L.; Causse, C.; Hillaire-Marcel, C. (1993). Elements d'une chronostratigraphie du Tyrrhenien des regions d'Alicante-Murcia, Sud-Est de l'Espagne. *Geodinamica Acta* 6 (2): 103-119.
- Goy, J.L.; Zazo, C. (1989). The role of neotectonics in the morphologic distribution of the Quaternary marine and continental deposits of the Elche Basin, southeast Spain. *Tectonophysics*, 163, 219-225.
- Hardy, S.; Poblet, J. (1994). Geometric and numerical model of progressive limb rotation in detachment folds. *Geology*, 22, 371-374.
- IGME (2012). QAFI: Quaternary Active Faults Database of Iberia. Accessed "DATE", from IGME web site: <http://www.igme.es/infoigme/aplicaciones/QAFI/>
- Lancis Sáez, C. (1998). *El nannopláncton calcáreo de las cuencas béticas orientales*. Tesis Doctoral, Universidad de Alicante. 423 p.
- Lancis Sáez, C.; Tent Manclús, J.E.; Soria Mingo, J.M.; Corbí Sevilla, H.A.; Dinarès Turell, J.; Yébenes Simón, A. (2010). Nannoplankton and planktonic foraminifera biostratigraphy of the eastern Betics during the Tortonian (SE Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, 42 (3), 321-344.
- Montenat, C. (1977). Carte géologique des formations néogènes et quaternaires dans les régions d'Alicante et de Murcia (Espagne), Echelle 1/100.000. Coparex, Paris.
- Muñoz, D.; Udías, A., 1991. Three large historical earthquakes in Southern Spain. En: *Seismicity, Seismotectonics and Seismic Risk of the Ibero-Maghrebian Region* (J. Mezcuca y A. Udías, eds.), Monografía n. 8, Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 175-182.
- Rafini, S.; Mercier, E.; 2002. Forward modelling of foreland basins progressive unconformities. *Sedimentary Geology*, 146, 75-89.
- Silva, P.G.; J.L. Goy; Somoza, L.; Zazo, C.; Bardaji, T. (1993). Landscape response to strike-slip faulting linked to collisional settings: Quaternary tectonics and basin formation in the Eastern Betics, southern Spain. *Tectonophysics*, 224, 289-303.
- Soria, J.M.; Alfaro, P.; Fernández, J.; Viseras, C. (2001). Quantitative subsidence-uplift analysis of the Bajo Segura Basin (eastern Betic Cordillera): tectonic control on the stratigraphic architecture. *Sedimentary Geology*, 140, 271-289.
- Taboada, J.C.; Bousquet, H.; Philip. (1993). Coseismic elastic models of folds above blind thrusts in the Betic Cordilleras (Spain) and evaluation of seismic hazard. *Tectonophysics*, 220, 1-4, 223-241.