

# Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel)

*Preliminary paleoseismic characterization of the Concud fault (Jiloca graben, Teruel, Spain)*

J.L. Simón <sup>(\*)</sup>, P. Lafuente, L.E. Arlegui, C.L. Liesa y M.A. Soriano

Departamento de Geología, Universidad Zaragoza, Pedro Cerbuna 12, E-50009 Zaragoza.

<sup>(\*)</sup> jsimon@unizar.es

## ABSTRACT

*The Concud fault is a 13-km long fault located at the eastern boundary of the Jiloca graben (Teruel, Spain) that has been active during most of Late Pliocene and Quaternary times. Offsets measured in some dated stratigraphic levels (3.6 Ma, Ruscian lacustrine carbonates, displacement = 250 m; 116-169 ka, Middle Pleistocene fluvial terrace, displacement = 39-68 m) allow to calculate the corresponding mean slip rates since those ages: 0.07 and 0.23-0.58 mm/year, respectively. No paleoseismic study has been yet carried out in this area. Nevertheless, through empirical correlation within fault data bases, the fault length and the calculated slip rate allow us to approach the recurrence period (1.3 to 16.2 ka) and the coseismic displacement (0.8 to 1.1 m). These non-directly inferred parameters are compared with observations at an outcrop close to Teruel where deposits of the lower fluvial terrace are offset 2 m, which could represent the latest displacement event(s) in the fault.*

**Key words:** normal fault, active tectonics, paleoseismology, Pleistocene, Jiloca graben.

*Geogaceta, 38 (2005), 63-66  
ISSN: 0213683X*

## Introducción

La falla normal de Concud forma el borde NE de la fosa del Jiloca en su sector más meridional (Fig. 1a), y posee un registro de actividad reciente continuo y bien documentado. En el bloque levantado (NE) afloran unidades mesozoicas y la serie neógena, aluvial y lacustre, que rellena la fosa de Teruel. El bloque hundido muestra, sobre los materiales anteriores, una secuencia sintectónica bastante completa del Plioceno superior (carbonatos palustres y glacis villafranquiense) y Pleistoceno (terrazas y abanicos aluviales) (Simón, 1983; Moissenet, 1985) (Fig. 1b).

La falla presenta una expresión morfológica notable. Su traza separa los relieves del Cerro Gordo y altos de Celadas (altitudes entre 1100 y 1200 m) de los llanos de Caudé y Concud (entre 950 y 1000 m). Esta diferencia de alturas se resuelve en un escarpe principal de 60-120 m en materiales mesozoicos y miocenos y un glacis que modela abanicos aluviales. El escarpe principal está incidido por barrancos transversales entre los que se conservan algunas facetas triangulares.

La actividad de la falla de Concud se desarrolla en el contexto de la tectónica extensional neógeno-cuaternaria, bajo un campo de esfuerzos de tensión

multidireccional ( $\epsilon_1$  vertical,  $\epsilon_2 \gg \epsilon_3$ ) con trayectorias primarias de  $\epsilon_3$  ENE. En el entorno de la falla dichas trayectorias sufren importantes desviaciones y se hacen paralelas o perpendiculares a su traza (Simón y Soriano, 1993; Arlegui *et al.*, 2004). La vigencia ese campo de extensión ENE es corroborada por los mecanismos focales de sismos (Herraiz *et al.*, 2000), si bien la sismicidad actual asociada a la falla de Concud es muy modesta.

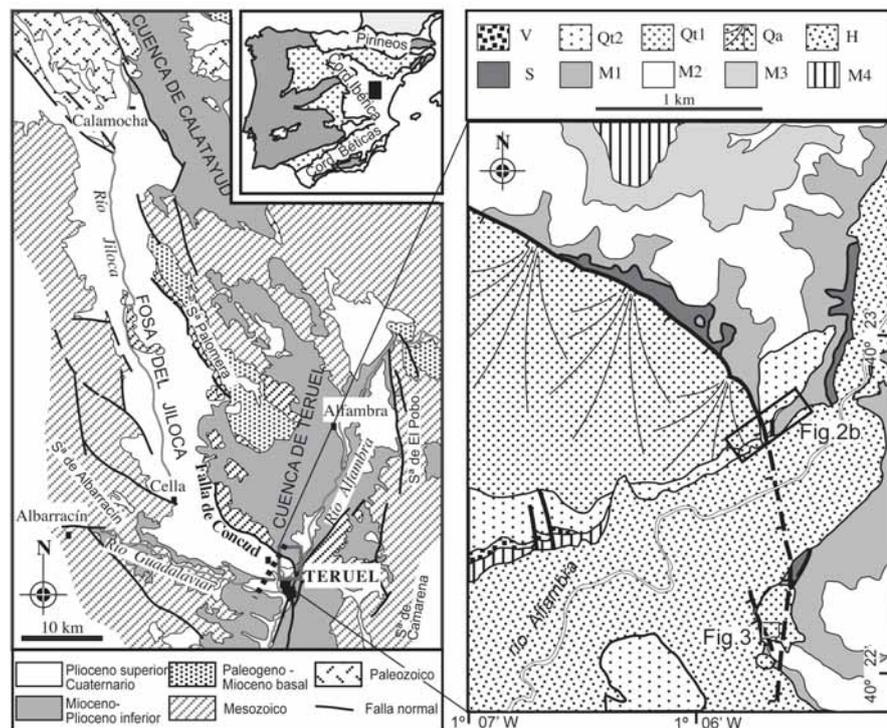
Hasta ahora no se ha realizado ningún estudio paleosísmico en la falla de Concud. No obstante, la información geológica disponible permite un cálculo de las tasas de desplazamiento y, mediante correlación empírica, una estimación indirecta de los periodos de recurrencia y saltos cosísmicos de los posibles paleosismos asociados. En esta nota queremos presentar algunos resultados preliminares al respecto, que puedan guiar futuras investigaciones paleosísmicas en la zona.

## Materiales afectados: evolución sedimentaria y dataciones

Los materiales neógenos de la fosa de Teruel que forman el bloque levantado de la falla de Concud, pretectónicos con respecto a ésta, se dividen en cuatro unidades litológicas principales superpuestas que abarcan aproximadamente el Mioceno su-

perior y Plioceno inferior (Weerd, 1976): (a) depósitos clásticos rojos de la Formación Peral (Vallesiense); (b) calizas margosas blancas de la Fm. Alfambra (Vallesiense superior-Turoliense); (c) lutitas rojas y yesos blancos de la Fm. Tortajada (Turoliense superior); (d) lutitas grises y calizas lacustres culminantes de la Fm. Escorihuela (Plioceno inferior). Estas unidades se hallan bien datadas gracias a su riqueza en macro y micromamíferos (Adrover, 1986; Alcalá, 1994; Alcalá *et al.*, 2000). Para nuestros objetivos, resulta de particular interés la datación de los carbonatos que coronan la Fm. Escorihuela en el bloque levantado (último nivel pretectónico respecto a la falla). La edad más reciente la proporcionan los yacimientos de Celadas, situados en la biozona MN 15b (Godoy *et al.*, 1983), lo que supone datar el techo de esta unidad en el final del Rusciniense (3,6 Ma; Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000).

Aunque en esa edad cesa la sedimentación lacustre en el bloque ascendente, ésta persiste en una cubeta residual sobre el bloque hundido durante el inicio del Villafranquiense (Moissenet, 1982), para dar paso a continuación a la sedimentación detrítica vinculada al comienzo del exorreísmo. La secuencia sedimentaria del Plioceno superior en la zona de Concud-Caudé está compuesta por las siguientes



**Fig. 1.- Situación y marco geológico de la zona estudiada. (a) mapa de detalle, (b) situación en el sector sur de la fosa del Jiloca. S: Mesozoico; M: Mioceno superior-Plioceno inferior; PQ: Plioceno superior-Cuaternario; V: Villafranchiense; Qt: terrazas y glacis pleistocenos; Qa: abanicos pleistocenos; H: Holoceno.**

**Fig. 1.- Location and geologic framework of the study area. (a) Detailed map, (b) location in the southern sector of the Jiloca graben. S: Mesozoic; M: Upper Miocene -Lower Pliocene; PQ: Upper Pliocene -Quaternary; V: Villafranchian; Qt: Pleistocene terrace and glacis; Qa: Pleistocene alluvial fan; H: Holocene.**

unidades: (a) carbonatos de la Fm. Escorihuela (Villafranchiense inferior); (b) unidad detrítica roja («Rojo 3», según terminología de Godoy *et al.*, 1983; Villafranchiense); (c) gravas y limos que forman la cubierta del extenso glacis de Gea (Villafranchiense superior *s.l.*).

El Cuaternario está representado por varios niveles de terraza fluvial, correspondientes a la zona de confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar, y por el conjunto de abanicos que arrancan del escarpe de falla. Estos niveles guardan entre sí, y con los materiales pliocenos, relaciones de superposición sedimentaria más que de encajamiento erosivo, lo que revela una subsidencia tectónica continuada.

Se distinguen tres niveles principales de terraza (Peña, 1981):

- *Terraza superior*: reducida a retazos aislados de gravas con cementación moderada. Su edad es imprecisa.

- *Terraza media*: nivel más continuo de arenas y gravas cementadas, con tobas a techo en algunas zonas. Su edad se encuentra bien determinada por varias dataciones independientes. Moissenet (1985) la atribuye al Riss a partir de fauna de microvertebrados. Los mamíferos y la industria lítica hallada en el yacimiento

de Cuesta de la Bajada (proximidades de Teruel) indican una edad del Pleistoceno medio avanzado, que se ve corroborada por una datación absoluta mediante termoluminiscencia ( $138 \pm 10$  ka; Santonja *et al.*, 1994). En la margen derecha del Alfambra, las tobas que coronan el retazo más meridional de esta terraza, dentro del bloque levantado de la falla, han sido datadas por U/Th entre  $169 \pm 10$  y  $116 \pm 4$  ka BP (Arlegui *et al.*, 2004).

- *Terraza inferior*: litología similar a la del nivel medio, aunque menos cementada. Moissenet (1985) la atribuye al Riss reciente por haberse encontrado en ella restos de *Mammuthus trogontherii*, estudiados originalmente por Esteras y Aguirre (1964). No obstante, la datación contrastada de la terraza media deja muy poco margen para que la inferior pueda mantenerse también en el Pleistoceno medio, y probablemente sea necesaria una revisión cronológica de esta última.

Los abanicos aluviales, de corto recorrido (1-2 km), están formados por gravas de cantos subangulosos y abundante matriz limosa, con cambios laterales de facies frecuentes y bruscos y un grado de cementación moderado a bajo. La edad no se conoce con precisión. Godoy *et al.*

(1983) los atribuyen a un Pleistoceno indiferenciado. Junto al valle del Alfambra sus depósitos aparecen superpuestos a los de la terraza media, y podrían enlazar en parte con los de la terraza inferior.

**Descripción estructural y evaluación del desplazamiento**

La falla normal de Concud tiene una dirección media NO-SE, aunque su traza se curva a N-S en el extremo en que se articula con la fosa de Teruel. Probablemente representa la inversión negativa de un cabalgamiento asociado a un anticlinal vergente al NE (Fig. 2a), a cuyo flanco subvertical pertenece el Triásico y Jurásico que afloran en el bloque levantado. La traza tiene una longitud de 13 km y es notablemente continua, sin ninguna singularidad que pueda constituir evidencia geométrica de segmentación.

El salto total de la falla puede ser evaluado con bastante precisión en el sector suroriental. Dentro del bloque hundido, el techo de los carbonatos ruscinienses aparecen en la zona de Concud a 920-940 m de altitud. En el bloque levantado ese mismo nivel forma una superficie estructural (páramo de Celadas) a 1180-1200 m. Sobre el corte de la figura 2a puede medirse un salto de 250 m.

En la zona de Los Baños, unos 3 km al norte de Teruel, puede realizarse un cálculo independiente del desplazamiento producido durante una parte del Pleistoceno (Fig. 2b). En una trinchera del antiguo ferrocarril minero de Ojos Negros está claramente expuesto el plano de falla (orientación 170, 75 E, estrías con cabeceo 75 S), que pone en contacto los carbonatos del Turoliense con depósitos de abanico aluvial. Discordante sobre el Turoliense reposa la secuencia de gravas cementadas (5-6 m) y toba (1-2 m) de la terraza media, en la que se obtuvo la mencionada datación de U/Th. En el bloque hundido, bajo los depósitos de abanico, aparece esa misma secuencia de gravas y tobas cortada por la falla, lo que permite interpretar un desplazamiento post-terrazza media de orden decamétrico (Moissenet, 1985; Simón y Soriano, 1993). El salto vertical mínimo en el contacto gravas/tobas, medido con alfilerómetro de precisión en la zona de Los Baños, es de 36 m, lo que supone un desplazamiento real (teniendo en cuenta la orientación del plano de falla y del vector deslizamiento) de 39 m. Este salto parece aumentar hacia el sur, donde las mismas gravas cementadas atribuidas a la terraza media (Godoy *et al.*, 1983) afloran en el bloque hundido a cotas más bajas. Si se

toma en consideración este último dato, junto con la pauta altitudinal de la terraza media en el bloque levantado, podría llegar a inferirse un salto máximo de 68 m (Simón y Soriano, 1993).

**Tasa de desplazamiento y aproximación indirecta de parámetros paleosísmicos**

La tasa media de desplazamiento de la falla de Conclud durante su periodo continuado de actividad extensional puede calcularse a partir de los datos expuestos en apartados anteriores (Tabla I): edad del último nivel estratigráfico pretectónico (3,6 Ma) y desplazamiento mínimo (250 m). El resultado es de 0,07 mm/año. Por otro lado, la tasa posterior al Pleistoceno medio se deriva de la edad de la terraza media (116-169 ka) y el desplazamiento de ésta (39-68 m). La tasa resultante se sitúa entre 0,23 y 0,54 mm/año.

Utilizando correlaciones empíricas entre distintos parámetros tectónicos y sísmicos de fallas, los resultados anteriores permiten hacer una valoración indirecta del comportamiento paleosísmico de la falla de Conclud. Hemos utilizado para ello las relaciones establecidas por González *et al.* (2005) a partir de una base de datos extensa de todo el mundo. Entre ellas es especialmente significativa, por su alto índice de correlación, la que existe entre la tasa de desplazamiento media y el cociente longitud/periodo de recurrencia. Utilizando la recta de regresión para los puntos correspondientes a fallas normales, se obtienen periodos de recurrencia medios de 16,2 y 1,5-3,9 ka para los últimos 3,6 Ma y 116-169 ka, respectivamente. De acuerdo con las tasas de desplazamiento calculadas y los periodos de recurrencia inferidos, el salto cosísmico sería de 1,1 y 0,8-0,9 m, respectivamente, para ambos periodos de tiempo.

Longitud de la falla:	Movimiento post-Rusciniense	Movimiento post-terrazza media
13 km		
Edad de los depósitos	3,6 Ma	entre 169±10 y 116±4 ka
Desplazamiento real (m)	250	39 - 68
Tasa media (mm/a)	0,07	0,23 - 0,59
Periodo de recurrencia medio (ka)	16,2	3,9 - 1,3
Desplazamiento cosísmico medio (m)	1,1	0,9 - 0,8

Tabla I.- Parámetros paleosísmicos estimados para la falla de Conclud.

Table I.- Paleoseismic parameters estimated for the Conclud fault.

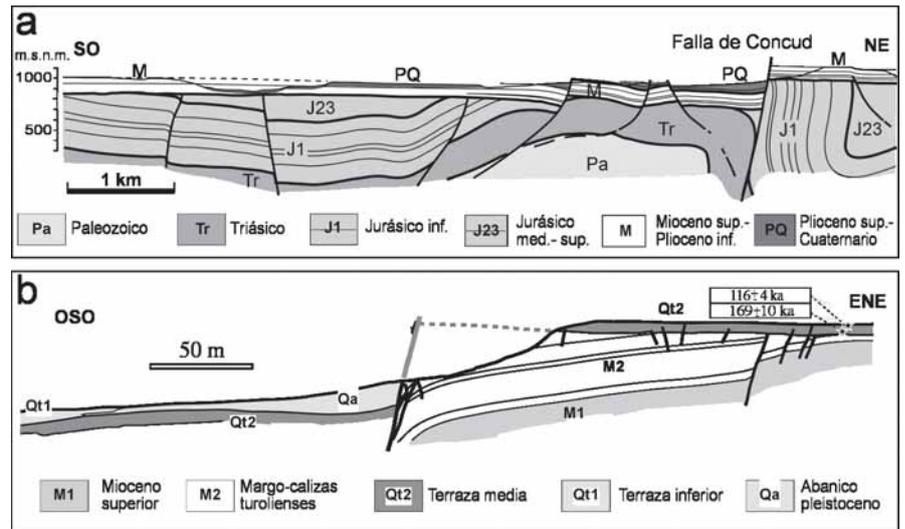


Fig. 2.- Cortes geológicos de la falla de Conclud (ver situación en Fig.1). (a) corte general, (b) corte de detalle en el área de Los Baños (Arlegui *et al.* 2004).

Fig. 2.- Geological cross sections of the Conclud fault (see location in Fig. 1). (a) general cross section, (b) detailed cross section at Los Baños area (Arlegui *et al.* 2004).

**¿Últimos movimientos registrados?**

La edad en que se registra la última actividad de la falla de Conclud no se conoce con precisión. El hecho de que el nivel de terraza inferior del Alfambra no aparezca desnivelado por la misma ha sido interpretado como un síntoma de cese de su actividad (Simón y Soriano, 1993). Si esto fuese cierto, y la asignación de dicha terraza al final del Pleistoceno medio (Moissenet, 1985) fuese correcta, se plantearía un problema en relación con la actividad paleosísmica de la falla, al resultar ésta extremadamente irregular en el tiempo: (a) una tasa media inferior a 0,1 mm/año durante más de 3 Ma; (b) un movimiento muy rápido en el Pleistoceno medio, de unos 40-60 m en 20-70 ka (»1-2 mm/año); (c) un periodo de quietud de unos 100 ka hasta la actualidad.

En un talud recientemente abierto en el cruce de las carreteras N-420 y A-226, unos 2 km al norte de Teruel, aflora una estructura que puede presentar interés en relación con este problema. Se trata de una falla normal de orientación 152, 70 O que corta las lutitas y carbonatos del Turolense y los depósitos detríticos de la terraza inferior. La falla aflora en dos taludes de direcciones aproximadamente ortogonales en la misma intersección de carreteras (Fig. 3). En el talud orientado N-S aparece con una traza de bajo ángulo y un salto aparente inverso (Fig. 3c). En realidad se trata de un efecto visual producido por la orientación relativa del talud y el plano de falla (direcciones próximas entre sí, buzamiento del plano de falla mayor que el del talud). En la sección E-O la falla se corta transversalmente y su imagen es mucho más expresiva (Fig. 3a,d). El desplazamiento real calculado en la base del Cuaternario, suponiendo un movimiento normal puro para la falla, es de 2,0 m. Al este de la anterior aparece otra falla de mayor desplazamiento, que corta el Turolense sin desplazar la terraza (Fig. 3a).

Estas estructuras se localizan en la prolongación hacia el sur de la falla de Conclud, donde ésta probablemente se articula con la falla N-S de Teruel (Fig. 1b). El plano de rotura en los depósitos de la terraza inferior, aunque no puede corresponder a la traza principal de la falla de Conclud (tiene muy poco desplazamiento en el Mioceno infrayacente), podría enraizarse en ella y reflejar su última reactivación. La propagación hacia la superficie se habría producido por un plano de rotura nuevo en el bloque superior. De confirmarse esta hipótesis, el salto regis-

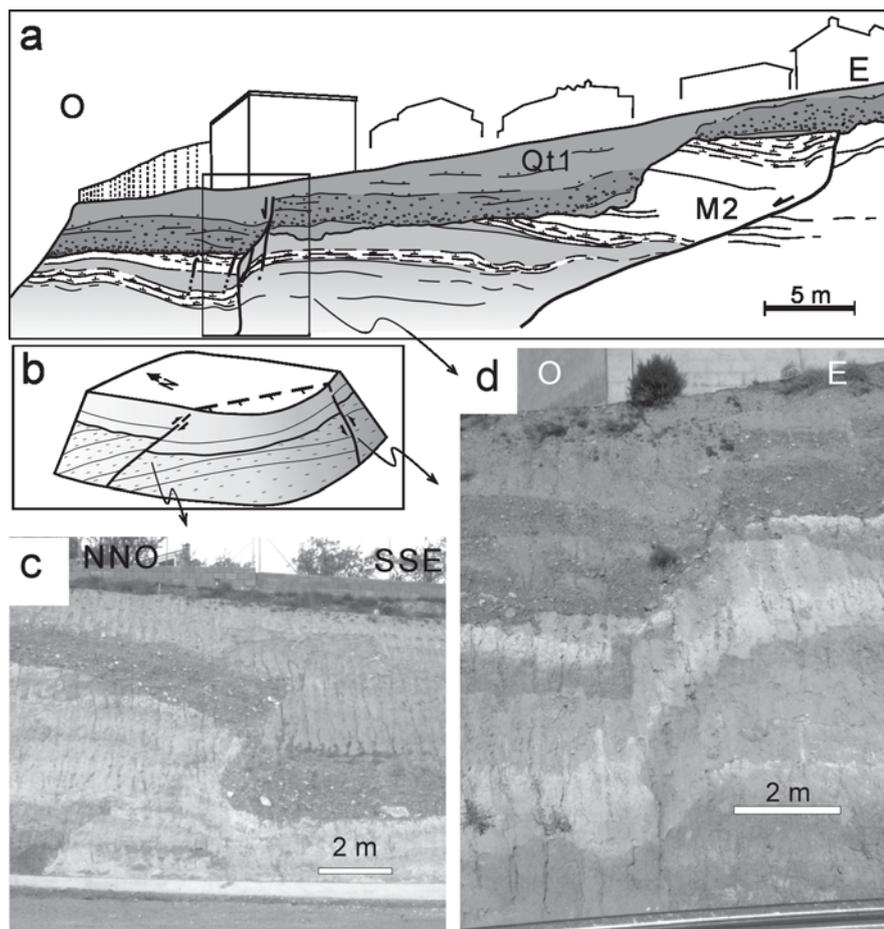


Fig. 3.- Deformación de la terraza inferior 2 km al norte de Teruel (ver Fig. 1). (a) Corte general, M1 Mioceno superior, Qt1 terraza baja, (b) esquema 3-D de la falla post-terrace inferior en relación con los dos taludes que la cortan, (c) y (d) aspecto de dicha falla en ambos taludes.

Fig. 3.- Deformation of the lower fluvial terrace 2 km to the north of Teruel (see Fig. 1). (a) General cross section, M1 Upper Miocene, Qt1 lower terrace (b) 3-D scheme of the post-lower terrace fault in relation to the observed exposures, (c) and (d) field aspect of that faults in both road slopes.

trado en la base de la terraza inferior (aproximadamente el doble del salto cosísmico medio calculado) podría representar un par de eventos. No obstante, si éstos fuesen los últimos importantes en la falla, la estimación hecha del periodo de recurrencia (del orden de  $10^3$ - $10^4$  años) sería compatible con una edad de la terraza inferior más reciente que la asignada.

**Conclusiones**

La falla de Conclud ha sido activa durante la mayor parte del Plioceno superior y Cuaternario. Los saltos medidos en algunos niveles estratigráficos bien datados permiten calcular las tasas medias de movimiento desde el final del Rusciniense (3,6 Ma; salto: 250 m; tasa: 0,07 mm/año) y del Pleistoceno medio (116-169 ka; salto: 39-68 m; tasa: 0,23-0,58 mm/año). Mediante correlaciones empíricas, la longitud de la falla (13 km) y la tasa de desplaza-

miento permiten una estimación del periodo de recurrencia (1,3 a 16,2 ka) y del desplazamiento medio cosísmico (0,8 a 1,1 m). De acuerdo con estos resultados indirectos, el salto de 2 m observado en la terraza inferior del Alfambra en el cruce de las carreteras N-420 y A-226 podría representar un par de eventos, quizá los últimos importantes en la falla.

**Agradecimientos**

Agradecemos su colaboración a Luis Alcalá, Alvaro González, Javier Gómez, Esther Armendáriz, Virginia Aznar y Leticia Gaspar. Este trabajo ha sido financiado por el proyecto BTE 2002-04168 de la D.G.E.S.

**Referencias**

Adrover, R. (1986). *Instituto de Estudios Turolenses*, 433p.

Alcalá, L. (1994). *Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales*, CSIC, 554p.

Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Alvarez Sierra, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez-Campomanes, P., Pérez González, A., Sánchez Moral, S., Sancho, R. y Sanz Rubio, E. (2000). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13, 323-343.

Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2004). *Geo-Temas*, 6, 131-134.

Esteras, M. y Aguirre, E. (1964). *Teruel*, 32, 235-241.

González, A., Gómez, J.B. y Pacheco, A.F. (2005). *E.G.U. General Assembly*, Viena. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 05563.

Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J.; Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M., y Lucini, M. (2000). *Tectonics*, 19, 762-786.

Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja nº 567 (Teruel)*. IGME

Moissenet, E. (1982). *Colloque «Le Vallafranchien Méditerranéen»*, Lille, 229-253.

Moissenet, E. (1985). *Physio-Géo.*, 14-15; 61-78.

Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133, 129-148.

Peña Monne, J.L. (1981). *Actas VII Coloquio de Geografía*, Pamplona, 255-259.

Santonja, M., Moissenet, E., Pérez-González, A., Villa, P., Sesé, C., Soto, E., Eisenmann, V., Mora, R. y Dupré, M. (1994). *Arqueología Aragonesa*, 21, 61-68.

Simón, J.L. (1983). *Teruel*, 69, 21-97.

Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993). En: *El Cuaternario de España y Portugal* (T. Aleixandre y A. Pérez González, Eds.). ITGE, Madrid, 2, 729-737.

Weerd, A. van de (1976). *Utrecht Micropaleontol. Bulletin*, Special Publication 2, 1-185, 16 lám.