

Relaciones entre tectónica y sedimentación asociadas a las *Rides Prérifaines* en la Cuenca de Volubilis (frente del Rif, Marruecos)

Interactions between tectonic and sedimentation related to the Rides Prérifaines in the Volubilis basin (Rif front, Morocco)

Francisco Javier Roldán García ⁽¹⁾, Jesús Galindo Zaldívar ^(2,3), Ahmed Chalouan ⁽⁴⁾, Farida Anahnah ⁽²⁾, M'Fedal Ahmamou ⁽⁴⁾, Patricia Ruano ⁽²⁾, Ana Ruiz Constán ⁽²⁾, Carlos Sanz de Galdeano ⁽³⁾, Mohamed Benmakhlouf ⁽⁵⁾, Carlos Marín Lechado ⁽¹⁾, Ángel Carlos López Garrido ⁽³⁾ y Antonio Pedrera Parias ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Instituto Geológico y Minero de España, Urb. Alcázar del Genil, 4, bajo. 18006 Granada, España. fj.roldan@igme.es; c.marin@igme.es

⁽²⁾ Departamento de Geodinámica, Universidad de Granada, 18071, Granada, España. jgalindo@ugr.es; fanahnah@ugr.es; pruan@ugr.es; aconstan@ugr.es; pedrera@ugr.es

⁽³⁾ Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, CSIC-Universidad de Granada. 18071, Granada, España. csanz@ugr.es; aclopez@ugr.es

⁽⁴⁾ Département des Sciences de la Terre, Faculté des Sciences, Université Mohammed V-Agdal, BP 1014, Rabat, Marruecos. chalouan@yahoo.com; ahmamou@fsr.ac.ma.

⁽⁵⁾ Faculté des Sciences, Université Abdelmalek Essaâdi, Tétouan, Marruecos. benmakhlouf@yahoo.fr

ABSTRACT

The Volubilis Neogene basin (Morocco) was part of the South Rif Corridor that connected the Atlantic Ocean with the Mediterranean. This basin recorded the tectonic - sedimentary interactions of a foreland basin subjected to the progressive advance of the Rif mountain range front. Since the Miocene, the displacement of the Prerif to the WSW, caused the detachment of the Mesozoic and Cenozoic cover from the Variscan basement and the compartimentation of Saïss Basin. Simultaneously, the upper Neogene sedimentation continued, developing several types of syntectonic sedimentary structures and Volubilis basin finally becomes a piggy-back basin.

Key words: Neotectonics, thrust, piggy-back basin, synsedimentary deformation, nannoplanton.

Geogaceta, 47 (2009), 137-140

ISSN: 0213683X

Introducción

La Cordillera del Rif constituye el segmento meridional del arco producido por el desplazamiento hacia el oeste del Dominio de Alborán, situado entre las placas Euroasiática y Africana que convergen en dirección NO-SE. En esta cordillera se distingue: el Rif Interno que deriva del Dominio o microplaca de Alborán, el Dominio de los Flyschs de probable origen oceánico y despegado del sustrato (Durand-Delga *et al.*, 2000) y el Rif Externo. Este último incluye los sedimentos del Margen Africano con tres subdominios asociados que de norte a sur son: Intrarif, Mesarif y Prerif (Fig. 1A). El antepaís está constituido por la Meseta, en continuidad con el Medio Atlas, que están separados del Rif por la Cuenca de Gharb-Saïs (Fig. 1B).

En el frente de esta Cordillera se sitúan las *Rides Prérifaines* (Daguin, 1927 o *Rides Sudrifaines*, Faugères, 1978), constituidas por láminas tectónicas cabalgantes formadas por rocas de edad mesozoica con una disposición imbricada

de escamas y un estilo peculiar con forma arqueada. Perfiles sísmicos y sondeos de investigación de hidrocarburos (Zizi, 1996 y 2002) permiten conocer la geometría de las principales estructuras tectónicas. Sani *et al.* (2007) muestran el estilo estructural en profundidad de las *Rides Prérifaines* con fallas inversas que pliegan parcialmente, rompen y despegan la cobertera mesozoica y terciaria respecto del zócalo paleozoico del antepaís. Los estudios cinemáticos de fallas (Bargach, *et al.*, 2004; Chalouan, *et al.*, 2006) contribuyen a caracterizar las traslaciones recientes hacia el SO y S. Además, los estudios de subsuelo a partir de datos de sísmica y sondeos de investigación de hidrocarburos muestran que la actividad de estos cabalgamientos en la cuenca de antepaís Gharb-Saïs, comienza en el Mioceno superior (Tortonienso-Messiniense) y se prolonga durante el Pliocuatnario (Leblanc, 1979; Feinberg, 1986; Wernli, 1987; Samaka *et al.*, 1997).

El objetivo de este trabajo es el análisis de la sedimentación neógena asociada

a la parte trasera y frontal del cabalgamiento de Kennfoud, localizado entre Volubilis y el alto de Zegotta, al norte de Meknes (Fig. 1).

Marco Geológico

La cuenca de Saïs constituye la continuidad meridional y oriental de la cuenca del Gharb que se cierra en Taza, al este de Fez y forman las cuencas de antepaís. El borde sur de la cuenca de Saïs lo forman el basamento Paleozoico y la cobertera mesozoica pertenecientes al Atlas Medio. Las sucesiones del Mioceno superior y Pliocuatnario de carácter terrígeno y carbonatado completan el relleno sedimentario de la cuenca que alcanza hasta 1500 m, con discordancias importantes o paraconformidades según la posición que ocupen respecto del sustrato (Zizi, 1996, Sani *et al.*, 2007). Los sedimentos neógenos más antiguos de la cuenca de Saïs datan del Tortonienso.

En el borde norte de la cuenca de Saïs aflora un conjunto de naturaleza caótica («Nappe Prérifaine» o

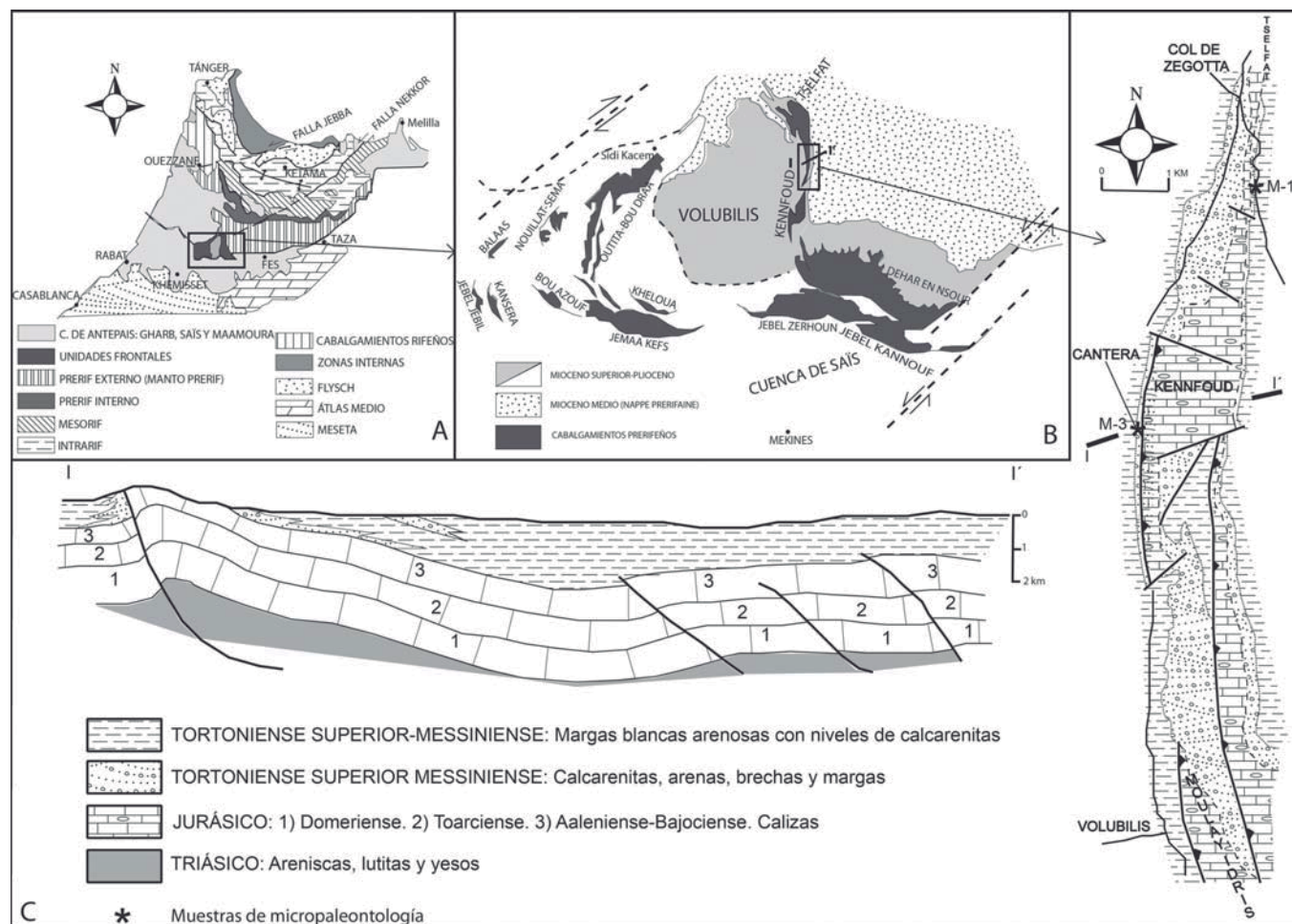


Fig. 1.- Marco geológico. A: Cordillera del Rif. B: Cuenca de Volubilis. C: mapa geológico de Moulay Idriss-Col de Zegotta y corte interpretativo de un perfil sísmico (modificados de Faugères, 1978 y Sani et al., 2007).

Fig. 1.- Geological Setting. A: Rif Cordillera. B: Volubilis Basin. C: geological map of Moulay Idriss-Col de Zegotta and interpretative cross section of a seismic profile (modified from Fauquères, 1978 and Sani et al., 2007).

«Complexe Préfrique», según Bruderer y Levy, 1954, en Sani et al., 2007; Leblanc, 1979), compuesto por bloques imbricados de litologías diversas formadas por calizas, areniscas y yesos inmersos en una matriz de arcillas y evaporitas. Estos mantos se disponen hacia la parte septentrional de la cuenca sobre materiales jurásicos de la cobertura mesozoica. Hacia el sur se interdigitan con sedimentos neógenos, según muestran las líneas sísmicas (Faugères, 1978 y Sani et al., 2007).

Las *Rides Préfriques* son producto de una tectónica compresiva, que afecta el relleno sedimentario neógeno y cuaternario. La disposición aislada de estos cabalgamientos parece estar controlada además, por fallas laterales normales que estos frentes llevan asociadas. Estas fracturas son equivalentes a la falla de Nekor de dirección NE-SO y al sistema de fallas de Sidi Fili de dirección similar (Chalouan et al., 2006; Sani et al., 2007) y generan varias subcuencas, como la

cuenca de Kcebia situada al oeste de Sidi Kacem y la cuenca de Khemisset al oeste de Meknes (Sani et al., 2007).

En la región comprendida entre Fes, Meknes y Sidi Kacem, dentro de la cuenca de Volubilis, las *Rides Préfriques* aparecen de forma singular en núcleos anticlinales en el *foredeep* de la cuenca. La variedad de la dirección de los pliegues (E-O, N-S, NO-SE y NE-SO) está controlada por la reactivación de las fallas normales heredadas del paleomargen (Chalouan et al., 2006). Las estructuras más significativas de esta región corresponden a dos conjuntos de pliegues independientes (Fig. 1B). Uno situado cerca de Sidi Kacem que forma los *jbeles* (alineación montañosa) de: Bou Draa, Bou Azzour, Kansera y Kheloua. El otro, el que se sitúa en el sector de Moulay Idriss y Volubilis con las estructuras plegadas de: Zerhoun, Dhar Nsour y Kennfoud. Según Zizi (1996) y Chalouan et al. (2006), estas *rides* se han formado esencialmente después del em-

plazamiento de los Mantos Préfriqueños (*Nappe Préfrique*). Sin embargo, los rasgos sedimentarios observados en sus proximidades sugieren que la deformación es en parte concomitante con la sedimentación.

Rasgos sedimentarios asociados a la *Ride* de Kennfoud (cuenca de Saïs, subcuenca de Volubilis)

La *Ride* de Kennfoud se encuentra situada en la parte oriental de la subcuenca de Volubilis. El sector estudiado está comprendido entre Moulay Idriss y el Alto de Zegotta, donde esta *Ride* adquiere una dirección N-S y una vergencia hacia el O. A ambos lados afloran materiales neógenos pertenecientes al Mioceno superior (Fig. 1C).

La estratigrafía general de este sector se ilustra en el corte geológico (Fig. 1C) que corresponde a una sección sísmica parcial, modificada de Zizi (1996) y Sani et al. (2007). Sobre el basamento

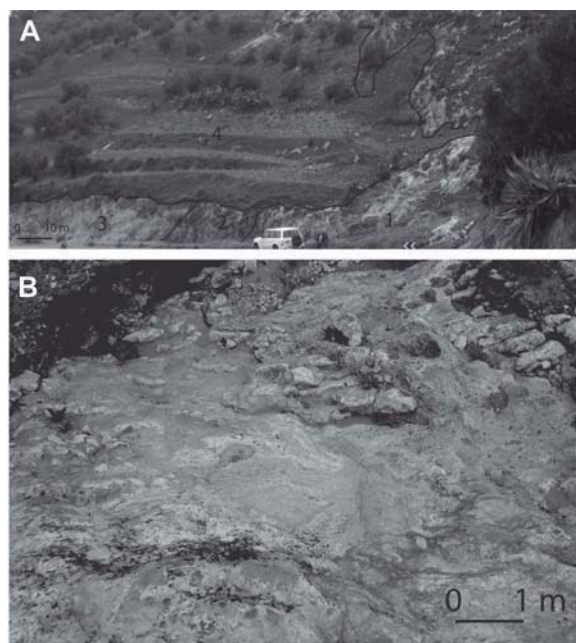


Fig. 2.- A: Onlap de la sucesión Tortoniense superior-Messiniense sobre el Cabalgamiento de Kennfoud. De muro a techo: calcarenitas (1), areniscas calcáreas bioclásticas (2), limos margosos y margas (3) y derrumbios de ladera (4). B: Calcarenitas y areniscas calcáreas bioclásticas con deformación sinsedimentaria de los estratos con estructuras slumping.

Fig. 2.- A: Onlap of the Upper Tortonian-Messinian succession on the Kennfoud thrust sheet.

From bottom to top: calcarenites (1), bioclastic calcareous sandstones (2), marly silts and marls (3) and slope deposits (4). B: Calcarenites and bioclastic calcareous sandstones and synsedimentary bed deformations with slumping structures.

paleozoico se superpone una serie triásica constituida por evaporitas con intercalaciones de areniscas y lutitas rojas. Encima se sitúan carbonatos del Jurásico inferior y medio. Discordantes sobre los anteriores reposan los materiales neógenos que pertenecen al Tortoniense superior-Messiniense.

En la vertiente oriental de Kennfoud, la secuencia Tortoniense superior - Messiniense inferior está formada, hacia la base, por una sucesión de calcarenitas y areniscas calcáreas bioclásticas y por encima yace una potente sucesión de margas blancas arenosas masivas con estratificación muy difusa, solo marcada por lechos de poco espesor de limos margosos. Esta secuencia muestra una discordancia de tipo *onlap* sobre las calizas jurásicas del Jbel Kennfoud. Las calcarenitas, areniscas calcáreas bioclásticas, areniscas y limos margosos corresponden en parte a las molasas inferiores (Faugères, 1978), que cambian de facies rápidamente a margas de cuenca (Fig. 2A). Estas facies de carácter detrítico-carbonatado se observan muy amalgamadas, con estratos muy deformados, rotos, de escasa continuidad lateral (Fig. 2B) y dentro de las cuales son comunes las estructuras de tipo *slumping*. También hay abundantes brechas intraformacionales. Estas facies son características de plataformas someras instaladas sobre un sustrato móvil y en proceso de desmantelamiento, de ahí que los afloramientos sean de escaso desarrollo, muy discontinuos y de facies variadas. La vergencia de los *slumping* es hacia el este y confirma una paleopendiente en esa dirección, que es congruente con el empla-

zamiento hacia el oeste de la *Ride* de Kennfoud.

En la parte occidental de este cabalgamiento el panorama sedimentario es totalmente diferente. En contacto con el frente cabalgante existe gran cantidad

de brechas formadas fundamentalmente por clastos de calizas y margocalizas jurásicas, muy masivas o con estratificación muy difusa, desprovistas de matriz o en todo caso muy escasa hacia el frente cabalgante (Fig. 3B) y embebidas entre margas en zonas más distales (Fig. 3A). Estos clastos son angulosos por lo que el mecanismo de transporte debe estar en relación con procesos de escaso recorrido de tipo *debris flow* o caída de bloques y no presentan rasgos de deformación tectónica, lo que sugiere que el depósito se produjo por erosión del frente de cabalgamiento durante su desplazamiento.

El espesor de la secuencia de margas del Tortoniense-Messiniense en la subcuenca de Volubilis puede rebasar los 1000 metros. El desarrollo vertical de los sedimentos asociados la *Ride* de Kennfoud es muy variable pero es de orden decamétrico según las observaciones de campo.

Muestras para estudios de nannoplancton calcáreo tomadas en las margas a ambos lados del cabalgamiento (Fig. 1C) indican una edad Tortoniense superior (NBN-12, Martín-Pérez, 1997)

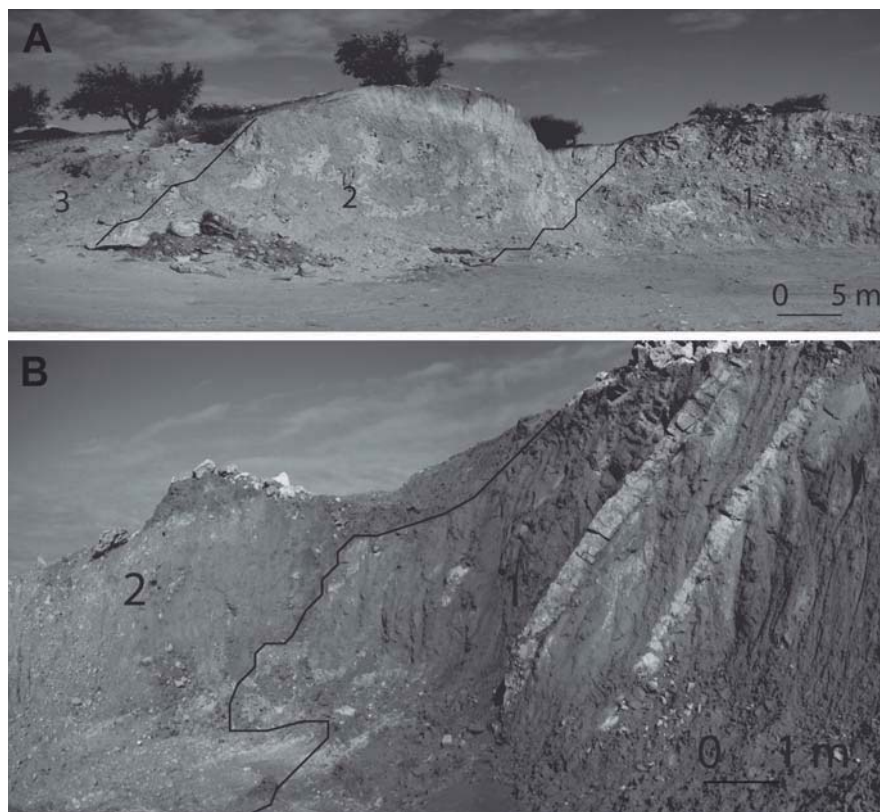
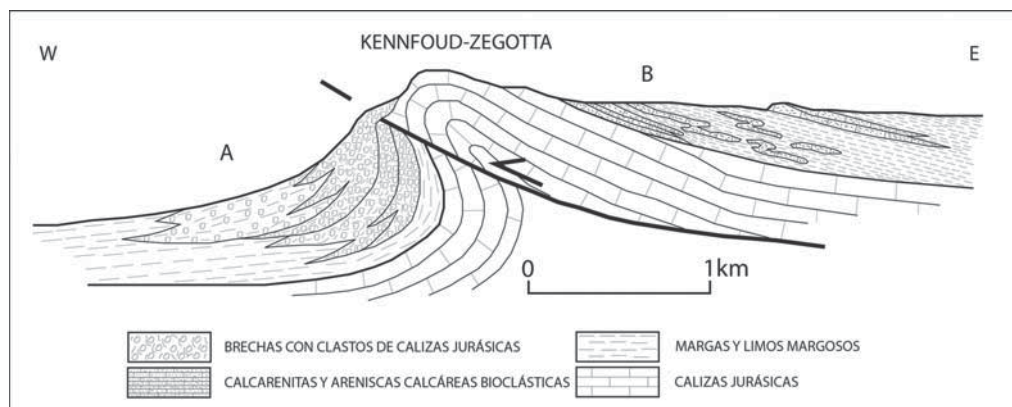


Fig. 3.- Sedimentación asociada al cabalgamiento de Kennfoud. A: margas blancas de cuenca (3); clastos de calizas dentro de margas blancas (2) y brechas calcáreas con escasa matriz de margas (1). B: brechas sedimentarias (2) asociadas al frente (1)

Fig. 3.- Sedimentation associated to the Kennfoud thrust. A: white marls of the basin (3); limestone clasts within white marls (2) and calcareous breccias with scarce marl matrix (1). B: sedimentary breccias (2) associated to the front (1).

Fig. 4.- Corte geológico del cabalgamiento de Kennfoud (I-I' de la Fig. 1C). A: sedimentos clásticos en el frente cabalgante. B: depósitos detrítico-carbonatados con estructuras de deformación sinsedimentaria tras el frente.

Fig. 4.- Geological cross section of Kennfoud thrust (I-I' in Fig. 1C). A: clastic sediments in the thrust front. B: detrital-carbonate deposits with synsedimentary deformation structures after the front.



en base a la aparición de *Discoaster quinqueramus* Gartner, 1969 (M-1), y Messiniense inferior (NBN-13b, Martín-Pérez, 1997) de acuerdo con la asociación: *Scyphosphaera apsteinii* Lohmann, 1902, *Discoaster quintatus* (Bukry & Bramlette) Drierer, 1988 y *Discoaster quinqueramus* Gartner, 1969 (M-3).

En materiales pliocenos situados en el frente del Jbel Zerhoun (Fig. 1), se han observado también deformaciones sinsedimentarias, tales como estratos muy distorsionados y estructuras de tipo *slumping*, que podrían estar asociadas con el desplazamiento de dicho cabalgamiento.

En la parte trasera de la *Ride* de Outita-Boudraa (Fig. 1B) se han identificado solapamientos expansivos con distinto grado de buzamiento, más inclinados cuanto más antiguos son los sedimentos y próximos a la *Ride*.

Discusión y conclusiones

La subcuenca de Volubilis en su borde oriental, a un lado y otro del pliegue cabalgante de Kennfoud, ha sido datada como Tortoniense superior-Messiniense inferior y muestra una sedimentación de carácter sintectónico. La vergencia de esta estructura es hacia el oeste y su flanco occidental está delimitado por una falla inversa que afecta parcialmente la secuencia del Mioceno superior. El flanco oriental muestra un hundimiento suave hacia el este bajo los sedimentos neógenos (Fig. 1C).

Los sedimentos junto al frente cabalgante son brechas que proceden del desmantelamiento del sustrato jurásico que al progresar sobre la cuenca se desploman sobre margas blancas (Fig. 4). La parte trasera de la *Ride* con facies someras de tipo plataforma y adosadas al sustrato jurásico móvil, muestran claras evidencias de una deformación sinsedimentaria relacionada con este

movimiento (Figs. 2 y 4). También se han reconocido en materiales del Plioceno asociados al frente cabalgante del Jbel Zerhoun o en la secuencia neógena que yace sobre la *Ride* de Outita-Bou Draa, que sugieren un emplazamiento progresivo que levantó y basculó las secuencias infrayacentes, al menos entre el Tortoniense Superior y el Plioceno.

La disposición de las secuencias neógenas, los rasgos sedimentarios y el marco estructural donde se desarrollan es congruente con cuencas de tipo *piggy-back*. Por tanto, la cuenca de Volubilis puede ser considerada como una cuenca satélite de tipo *piggy-back* asociada a la cuenca de *foreland* de Saïs y parcialmente individualizada por los cabalgamientos que tuvieron una vergencia SO desde el Tortoniense superior.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada gracias al proyecto CGL 2006.06001, CSD 2006-00041 del MICIN, grupo RNM148 Junta de Andalucía y al proyecto de la AECID: A/018425/08.

Referencias

- Bargach, K., Ruano, P., Chabli, A., Galindo-Zaldívar, J., Chalouan, A., Jabaloy, A., Akil, M., Ahmamou, M., Sanz de Galdeano, C. y Benmakhlouf, M. (2004). *Pure and Applied Geophysics*, 161, 521–540.
- Bruderer, W. y Levy, R.G. (1954). *Association des Services Géologiques Africains. Deuxième partie-Questions Diverse et annexes-Fascicule 20*, 277–294.
- Chalouan, A., Galindo-Zaldívar, J., Akil, M., Marín, C., Chabli, A., Ruano, P., Bargach, K., Sanz de Galdeano, C., Benmakhlouf, M., Ahmamou, M. y Gourari, L. (2006). En: *Tectonics of the Western Mediterranean and North*

Africa (Moratti, G. y Chalouan, A., Eds.). Geol. Soc. London, Spec. Publ. 262, 101–118.

Daguin, F. (1927). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 1, 1–413.

Durand-Delga, M., Rossi, P., Olivier, PH. y Puglisi, D. (2000). *Comptes Rendus de la Académie de Sciences de Paris*, 331, 29–38.

Faugères, J.C. (1978). *Les Rides sud-ri-faines: évolution sédimentaire et structurale d'un bassin atlantico mésogéen de la marge africaine*. Thèse Doct. Etat, Univ. Bordeaux I. 480 p.

Feinberg, H. (1986). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 315, 1–192.

Leblanc, D. (1979). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 281, 1–160.

Martín-Pérez, J.A. (1997). *Nannoplanton Calcáreo del Mioceno de las Cordilleras Béticas*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 329 p.

Plaziat, J.C. y Ahmamou, M. (1998). *Geodinamica Acta*, 11, 182–203.

Samaka, F., Ben Yaïch, A., Dakki, M., Hcaine, M. y Bally, A.W. (1997). *Geodinamica Acta*, 10, 30–40.

Sani, F., Del Ventisette, C., Montanari, D., Bendkik, A. y Chenakeb, M. (2007). *International Journal of Earth Sciences*, 96, 685–706.

Wernli, R. (1987). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 331, 1–266.

Zakir, A., Chalouan, A. y Feinberg, H. (2004). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175, 383–397.

Zizi, M. (1996). *Triassic-Jurassic extensional systems and their Neogene reactivation in northern Morocco (the Rides pré-rifaines and Guercif basin)*. Thesis Doct., Rice University. 230 p.

Zizi, M. (2002). *Notes et Mémoires du Service Géologique de Maroc*, 416, 1–138.