

Tectónica reciente en la cuenca de Ouarzazate (Atlas marroquí): Tasas de acortamiento y levantamiento tectónico a partir de los marcadores cuaternarios

Recent tectonics in the Ouarzazate basin (Moroccan Atlas): Tectonic uplift and shortening rates from Quaternary markers

Àlvar Pastor, Antonio Teixell y María Luisa Arboleya

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, E-08193, Bellaterra, Spain. alvar.pastor@uab.cat

ABSTRACT

Recent studies have shown that the uplift of the Moroccan Atlas Mountains resulted from a combination of crustal shortening and mantle thermal processes. Within this framework, to gain insight of the dynamics of these processes in recent times, we have investigated the nature and rates of Quaternary deformation in a case field area, which contains the best dated record of fan and terrace deposits, and a moderate seismicity. The area selected is the northern Ouarzazate basin, at the southern orogenic front of the Atlas, where folds and thrusts involve a sequence of stepped terraces where recently obtained Terrestrial Cosmogenic Nuclide surface exposure ages provide a basis to calculate shortening rates for the last ~250 ky (since the interglacial peak MIS-9c). Calculated Quaternary shortening rates for individual thrust structures range between 0.13-0.21 mm/y, which are greater than the average for these structures since Miocene times, but not very different from the total shortening rate estimated for the southern Atlas front since then (0.3 mm/y). Seismic reflection profiles show two tectonic styles acting simultaneously within the northern Ouarzazate basin: thick-skinned to the west and thin-skinned to the east. This difference is also reflected on the deformation geometry of the Quaternary markers.

Key words: Atlas, Ouarzazate, Quaternary, uplift, shortening.

Geogaceta, 48 (2010), 195-198
ISSN: 0213-683X

Fecha de recepción: 15 de febrero de 2010
Fecha de revisión: 21 de abril de 2010
Fecha de aceptación: 28 de mayo de 2010

Introducción

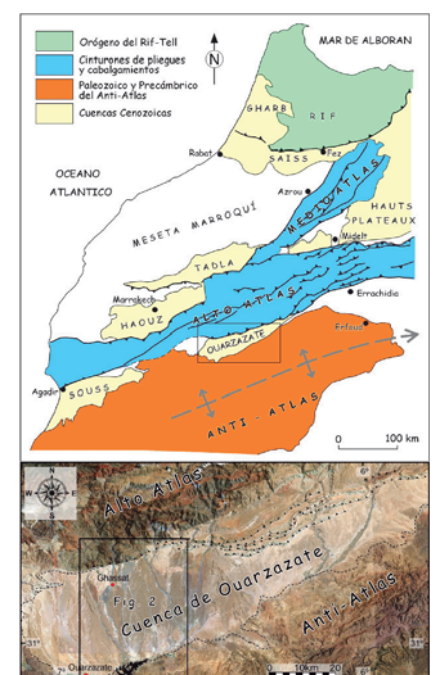
Durante los últimos años, varios autores han investigado las relaciones entre el acortamiento cortical, el ascenso mantélico y los procesos superficiales, en relación con el origen de la topografía del sistema atlásico de Marruecos. (Teixell *et al.* 2003, 2005; Arboleya *et al.* 2004; Missenard *et al.* 2006, Babault *et al.* 2008). Aunque el estilo tectónico del Atlas es principalmente de tipo «thick-skinned», al norte de la cuenca de antepaís de Ouarzazate, en el frente S del Alto Atlas, existe una estrecha franja de cabalgamientos despegados y pliegues que afectan a una serie con edades comprendidas entre el Cretácico y el Neógeno. Tesón (2009) ha cifrado la velocidad de acortamiento promedio para el margen S del Alto Atlas en unos 0.3 mm/a desde el Oligoceno-Mioceno, basándose en las relaciones entre tectónica y sedimentación. La presencia de sedimentos cuaternarios deformados en la cuenca

de Ouarzazate indica que la deformación continúa activa en tiempos recientes, hecho confirmado por una sismicidad moderada (Couvreur 1973; Sébrier *et al.* 2006). El clima semiárido del flanco S del Alto Atlas y la dinámica fluvial de la cuenca de Ouarzazate permiten la formación y preservación de terrazas fluviales escalonadas, cuyas superficies han sido datadas recientemente mediante nucleidos cosmogénicos (Arboleya *et al.* 2008). Estas superficies, originalmente sub-horizontales, actúan como marcadores pasivos que registran la deformación tectónica. El objetivo de este estudio es analizar la deformación cuaternaria y calcular las tasas de deformación recientes, para integrarlas

en el contexto geodinámico del levantamiento del sistema atlásico.

Fig. 1.- Mapa esquemático de las principales unidades morfotectónicas de Marruecos. Imagen Landsat de la cuenca de Ouarzazate, indicando la zona de estudio.

Fig. 1.- Sketch of the main morphotectonic units of Morocco. Landsat image of the Ouarzazate basin, indicating the location of the study zone.



La Cuenca de Ouarzazate

La Cuenca de Ouarzazate se sitúa entre la cordillera del Alto Atlas y el macizo del Antiatlás. Su elevación varía entre los 1200-1800 m y se extiende longitudinalmente unos 150 km de E a O, llegando a los 40 km de ancho (Fig. 1).

El estilo de sedimentación en la cuenca, durante el Neógeno y el Cuaternario, puede dividirse en dos etapas. Durante el Mioceno, cuando la cuenca era endorreica, tuvo lugar una sedimentación fluvial y lacustre, representada por la Fm. Ait Kandoula (Görlér *et al.* 1988; Tesón, 2009). Después de una época sin registro durante el Plioceno y parte del Cuaternario, el Pleistoceno superior y el Holoceno se caracterizan por la formación de terrazas fluviales encajadas y abanicos aluviales. Actualmente, gran parte de la cuenca está cubierta por sedimentos fluviales y aluviales de edad cuaternaria, formando extensas superficies con ligera pendiente hacia el sur. Se trata de terrazas y abanicos que se sitúan discordantes sobre los materiales terciarios, pero que también están afectados por estructuras tectónicas, con diferentes grados de deformación.

Método de estudio

Los depósitos cuaternarios que ocupan la cuenca de Ouarzazate contienen cantos y bloques de riolita y otras rocas con abundante cuarzo. Arboleya *et al.* (2008) dataron las terrazas fluviales mediante el análisis del nucleido cosmogénico ^{10}Be en bloques situados a techo de los depósitos. Los resultados de la datación indican que la edad de abandono de las superficies de los depósitos fluviales coincide con el inicio de periodos interglaciares (Arboleya *et al.*, 2008), cuando los ríos tienen más poder de transporte y mayor capacidad erosiva.

Aunque los ríos de la cuenca tienen características diferentes entre sí, un estudio exhaustivo de los depósitos ha permitido extrapolar las edades obtenidas en terrazas de dos zonas de la cuenca (Valle del Madri y Ghassat), al resto de superficies de la parte occidental de la cuenca (Fig. 2). Se ha asumido que toda la cuenca ha estado bajo condiciones climáticas parecidas y que la variación del régimen fluvial (incisión o agradación) ha sido simultánea en todos los ríos de la cuenca (e.g. Avouac and Peltzer, 1993). Para asignar edades a terrazas no datadas, se han comparado sus características, como el grado de incisión fluvial o la diferencia

de altura, con las terrazas de edades conocidas. El resultado de esta extrapolación de edades es satisfactorio para las superficies abandonadas por ríos con características similares (tamaño y pendiente del área de drenaje). Los picos interglaciares MIS-5e y MIS-9c corresponden a episodios de incisión generalizada en toda la cuenca y coinciden con el abandono de los depósitos denominados Q3 y Q1, respectivamente.

Para el análisis de los pliegues y flexiones cuaternarias en superficie, se han utilizado perfiles topográficos generados a partir del DEM SRTM90 y otras herramientas de campo, como el altímetro, el nivel láser o el GPS convencional. Aunque la precisión del DEM SRTM90 puede ser discutida para longitudes decamétricas, resulta ideal para la obtención de la pendiente de superficies kilométricas, con un error despreciable para pendientes inferiores a 10° (eg. Gorokhovich *et al.*, 2006).

Para calcular la deformación (relieve estructural) producida por una estructura sobre las superficies cuaternarias, se han comparado los perfiles topográficos actuales con los perfiles originales reconstruidos; la diferencia de altura entre estos perfiles corresponde al levantamiento estructural sufrido. Para reconstruir el perfil topográfico previo a la deformación, se han proyectado las pendientes desde las zonas no deformadas, hacia la zona afectada por la deformación.

Análisis de la deformación

Este estudio se focaliza en el tercio norte de la cuenca de Ouarzazate, donde se observan las estructuras frontales del frente de cabalgamientos suratlásico, de modo que las estructuras activas son cabalgamientos y sus pliegues asociados. Thompson *et al.* (2002) documentaron que la deformación activa en cordilleras intraplaca se encuentra en los límites de las cuencas de antepaís, y que las fallas más activas deforman los sedimentos de dichas cuencas.

En la cuenca de Ouarzazate, el grado de deformación de los materiales Terciarios disminuye fuertemente de este a oeste, mientras que la deformación registrada en los depósitos cuaternarios no varía significativamente en esa dirección.

En este trabajo se analizan las estructuras que afectan a dos terrazas cuaternarias (Q1), cuyas superficies fueron abandonadas durante el MIS-9c (250-278 Ka). Estas terrazas fueron depositadas por los ríos Izerki y Tabia, con áreas

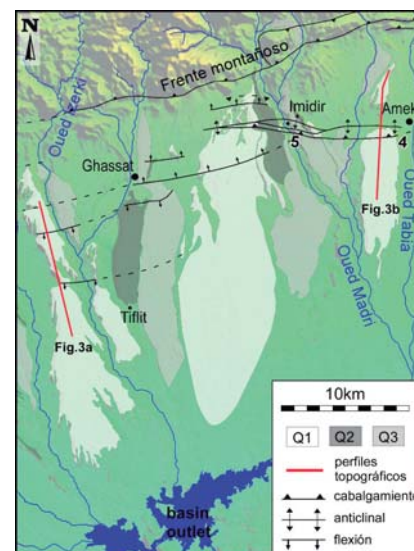


Fig. 2.- Mapa esquemático de la zona de estudio sobre la topografía digital del DEM SRTM90. Están representados los depósitos cuaternarios y las estructuras tectónicas. Los números «4» y «5» indican la localización de las figuras 4 y 5. Amek: Amekchoud

Fig. 2.- Sketch of the study area on a background image SRTM90 digital topography, representing Quaternary deposits and tectonic structures. Numbers «4» and «5» represent the location of figures 4 and 5. Amek: Amekchoud

de drenaje de 175 y 125 km² respectivamente, que fluyen desde el Alto Atlas hasta la cuenca de Ouarzazate. Se ha analizado la deformación sufrida por estos dos depósitos cuaternarios porque debido a su extensión y continuidad sobre las estructuras activas, permiten el análisis conjunto de estas. La presencia de varias estructuras en una misma transecta paralela a la dirección de acortamiento, la variación lateral de tales estructuras y las condiciones de afloramiento, limitan y dificultan un análisis completo de la deformación reciente en otras zonas de la cuenca donde se observa deformación reciente, como el valle del Madri o en Ghassat (ver Fig. 2).

La sísmica de reflexión y los perfiles topográficos muestran una diferencia de estilo tectónico entre las dos estructuras estudiadas (Fig. 3). Al oeste de la cuenca, los cabalgamientos ciegos en el valle del Izerki afectan al zócalo y presentan una geometría de raíz profunda, mientras que la falla de Amekchoud, en la zona del río Tabia tiene el nivel de despegue en la base del Cretácico.

En el valle del Izerki, se encuentra una extensa terraza fluvial de unos 15 m de espesor medio. La incisión del río actual en esta terraza varía entre 100 m al N

de las estructuras y 50 m al S de estas. La escasa diferencia entre la pendiente actual del río Izerki y la de esta terraza en las zonas no deformadas sugiere que la diferencia de incisión entre la parte N y la parte S debe de corresponder al levantamiento estructural de la zona N.

Relacionamos este depósito con la Q1 datada en el valle del Madri, por lo que su edad de abandono corresponde al MIS-9c (250-278 Ka) (Arboleña *et al.* 2008). La superficie de la Q1 del valle del Izerki está deformada por dos flexiones monoclinales asociadas a fallas ciegas que involucran al zócalo (Fig. 3a). La suma de estas dos flexiones produce un levantamiento estructural de unos 50 m para la Q1 en el bloque superior situado más al N, lo que representa una tasa de levantamiento de $0.19 (\pm 0.01)$ mm/a desde el abandono de Q1. En esta zona situada al W de la cuenca, los sedimentos terciarios y cuaternarios son casi concordantes, por lo se intuye que la deformación tectónica no empezó mucho antes de la deposición de Q1.

El anticlinal de Amekchoud se encuentra al E de la zona de estudio, unos 8 km al S del frente montañoso. Se trata de un pliegue de propagación asociado a un cabalgamiento, que tiene su nivel de despegue en la base del Cretácico (Fig. 3b). A este cabalgamiento lo hemos denominado falla de Amekchoud-Imidir (AITF en la fig. 2). Esta estructura tiene una longitud de unos 17 km de E a W. En el núcleo del anticlinal hay discordancias angulares entre estratos del Terciario (Fig. 4) lo que demuestra que la actividad tectónica empezó al menos hace 14 Ma, según las edades obtenidas por Tesón (2009) mediante magnetoestratigrafía. La restitución del corte geológico paralelo a la dirección de acortamiento nos permite medir un acortamiento de 600-700 m para las capas terciarias, sin tener en cuenta las

fallas y pliegues menores. Por tanto, la tasa de acortamiento mínimo para esta estructura se estima en 0.04-0.05 mm/a desde el Mioceno medio.

Sobre el anticlinal de Amekchoud, se sitúan dos depósitos cuaternarios de edades diferentes, que fueron depositados por el río Tabia. La terraza Q1 es la más extensa y bien preservada. Este depósito forma parte de un antiguo abanico aluvial con un espesor medio de unos 15 m. Actualmente, la Q1 del río Tabia aflora en dos sectores separados por una zona erosionada en el «backlimb» del anticlinal. La zona no deformada al N de la estructura ha sido incidida unos 120 m por el río mientras que la zona indeformada, situada al S, está unos 80 m por encima del río. La zona más levantada de Q1 corresponde a la cresta del anticlinal, llegando a los 150 m por encima del río Tabia. El levantamiento estructural para la Q1 en la cresta del anticlinal es de 65 m, pero si tenemos en cuenta que la erosión es mayor en las zonas elevadas, los 65 m medidos deben representar un valor mínimo. Entonces la tasa mínima de levantamiento son $0.25 (\pm 0.02)$ mm/a desde el abandono de Q1 (250-278 Ka).

Se ha calculado el acortamiento sufrido por cada una de las terrazas estudiadas, a partir del buzamiento de la falla aflorante (Fig. 5) y de la componente vertical del desplazamiento. Para ello se asume que la cantidad de acortamiento acomodada por plegamiento es despreciable. Tampoco se tienen en cuenta los pequeños pliegues y fallas menores que acumulan una parte del acortamiento difícil de medir con exactitud.

Para calcular el acortamiento en la zona de Amekchoud, se ha medido el buzamiento de la falla en el valle del Madri (60°) (Fig. 5); la componente vertical del desplazamiento equivale al levantamiento en la cresta del anticlinal (65 m). No

obstante, el acortamiento obtenido mediante este método es un valor mínimo, porque la geometría del anticlinal, previa al depósito de Q1, debe favorecer que parte del acortamiento se acomode apretando el pliegue. Además, se han observado pliegues y fallas menores, posiblemente relacionadas con deslizamientos intra-capa en los materiales terciarios. Bajo estas premisas y limitaciones, podemos estimar una tasa mínima de acortamiento de $0.15 (\pm 0.02)$ mm/a desde el MIS-9c.

En el valle del Izerki, la geometría monoclinual de las flexiones y el levantamiento homogéneo para todo el bloque de techo sugiere un enraizamiento profundo de las fallas, implicando al zócalo. El buzamiento de estas fallas es aproximadamente de 45° según los perfiles sísmicos. En este caso, se estima un acortamiento de $0.19 (\pm 0.02)$ mm/a desde el MIS-9c. La cantidad de acortamiento debido al apretamiento del pliegue es desestimable y se puede asumir que el bloque de techo se comporta de forma casi rígida sobre la falla.

Conclusiones

Las estructuras frontales del flanco S del Alto Atlas deforman la cuenca de antepaís de Ouarzazate, afectando depósitos fluviales de edad cuaternaria.

Los pliegues del valle del Izerki registran un acortamiento de ~ 0.19 mm/a desde el pico interglaciar MIS-9c (250-278 Ka). Esta tasa puede ser representativa a escala regional para el flanco S del Alto Atlas.

La velocidad de acortamiento desde el Mioceno medio es de ~ 0.05 mm/a para la falla inversa de Amekchoud-Imidir, mientras que el valor mínimo calculado para el Cuaternario es ~ 0.15 mm/a desde el MIS-9c. Los resultados indican que la velocidad de deformación en esas estructuras no es constante en el tiempo.

La deformación registrada desde el Pleistoceno superior en las estructuras particulares analizadas (0.13 - 0.21 mm/a) es, por otra parte, comparable a la calculada en promedio por Tesón (2009) para el conjunto de estructuras que configuran el margen meridional del Atlas desde el Oligoceno-Mioceno (0.3 mm/a), lo que podría indicar que las estruc-

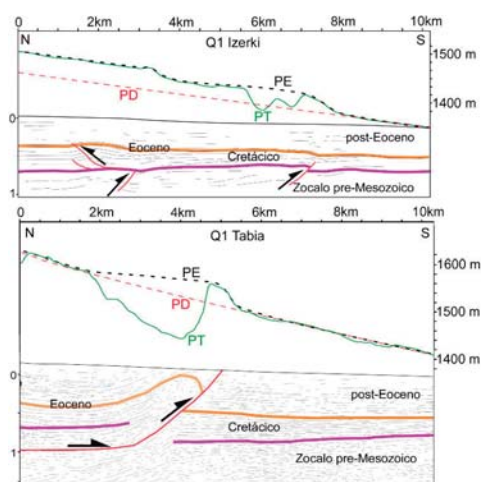


Fig. 3.- a) Perfil topográfico de la superficie de la Q1 sobre la interpretación del perfil sísmico del valle del Izerki. b) Perfil topográfico de la superficie de Q1 sobre la interpretación del perfil sísmico del valle del Tabia. PT: perfil topográfico; PD: perfil pre-deformación reconstruido; PE: perfil pre-erosión reconstruido.

Fig. 3.- a) Q1 topographic profile above an interpreted seismic profile along the Izerki valley. b) Q1 topographic profiles above an interpreted seismic profile along the Tabia valley. PT: Topographic profile. Dashed lines represent the reconstructed pre-deformation (PD) and pre-erosion (PE) profiles.

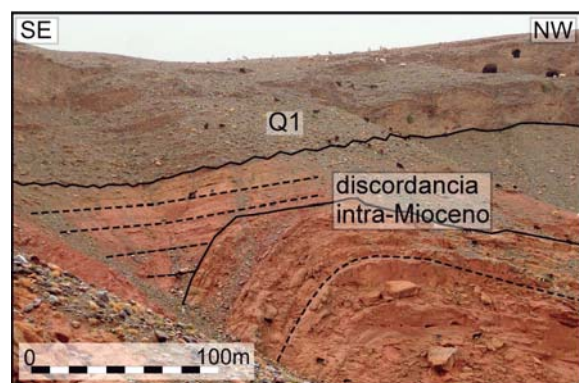


Fig. 4.- Discordancia entre estratos miocenos.

Fig. 4.- Unconformity within the Miocene red beds.

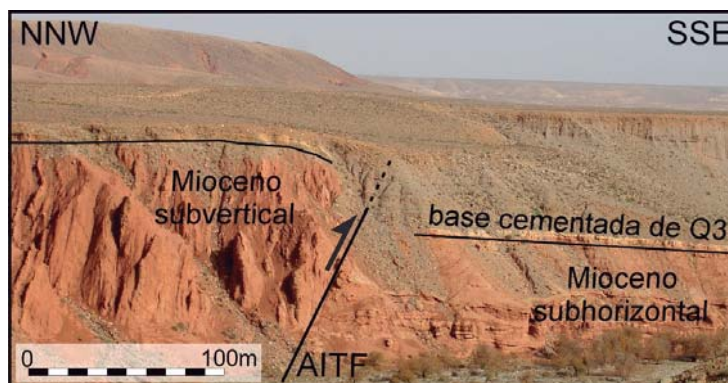


Fig. 5.- Imagen de la falla AITF, desplazando la Q3 en el valle del Madri.

Fig. 5.- Image of the AITF fault offsetting Q3 in the Madri valley.

turas estudiadas concentran gran parte del acortamiento actual del margen suratlásico marroquí.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2006-07226 y CONSOLIDER-INGENIO 2010, CDS2006-00041 (TOPOIBERIA). Se agradecen a los revisores Antonio Azor y José Luis Simón las correcciones y comentarios constructivos que han ayudado a mejorar el presente manuscrito sustancialmente.

Referencias

- Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M. y Julivert, M. (2004). *Journal of African Earth Sciences*, 39, 319–327.
- Arboleya, M.L., Babault, J., Owen, L., Teixell, A. y Finkel, R.C. (2008). *Journal of the Geological Society, London*, 165, 1059–1073.
- Avouac, J.P. y Peltzer, G. (1993). *Journal of Geophysical Research*, 98, 21,773–21,807, 1993.
- Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L. y Charroud, M. (2008). *Terra Nova*, 20, 102–107.
- Couvreux, G. (1973). *Revue de Géomorphologie Dynamique*, 22, 109–124.
- Görler, K., Helmdach, F.F. y Gaemers, P. (1988). In: *Jacobshagen, V.H. (ed.) The Atlas System of Morocco*. Springer, New York, 361–404.
- Gorokhovich Y. et al., 2006. *Remote Sensing of Environment*, 104, 409–415.
- Missenard, Y., Zeyen, H., Frizon de Lamotte, D., Leturmy, P., Petit, C., Sébrier, M. y Saddiqi, O. (2006). *Journal of Geophysical Research*, 111, B03401. doi:10.1029/2005JB003708.
- Sébrier, M., Siame, L., Zouine, E.M., Winter, T., Missenard, Y. y Leturmy, P. (2006). *Comptes Rendus Géosciences*, 338, 65–79.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003). *Tectonics*, 22, 1051, doi:10.1029/2002TC001460.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernández, M. y Arboleya, M.L. (2005). *Terra Nova*, 17, 456–461.
- Tesón, E. (2009). *Estructura y cronología de la deformación en el borde Sur del Alto Atlas de Marruecos a partir del registro tectono-sedimentario de la cuenca de antepaís de Ouarzazate*. Tesis doctoral, Univ. Autònoma de Barcelona. 221 p.
- Thompson, S.C., Weldon, R.J., Rubin, C.M., Abdrakhmatov, K., Molnar, P., y Berger, G.W. (2002). *Journal of Geophysical Research*, 107, ETG 7-1–7-32.