

Secuencia de cabalgamientos en la Zona Sub-Atlásica y cuenca de Ouarzazate; borde sur del Alto Atlas (Marruecos)

E. Tesón y A. Teixell

Departament de Geologia, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, (Barcelona). eliseo.teson@uab.es, antonio.teixell@uab.es

ABSTRACT

The Sub-Atlas thrust belt and Ouarzazate basin constitutes the best and almost the unique synorogenic record of the Atlas mountain building. During the Eocene and Oligocene the deformation was concentrated in the distant High Atlas whereas the marginal thrust belt was scarcely deformed. In Late Oligocene to early Miocene, deformation migrated forelandwards when complex thrust sequences created the Sub-Atlas foreland fold and thrust belt. Thrusting took place up to Pliocene times entraining the synorogenic sedimentary rocks, locally-sourced terrigenous and lacustrine deposits.

Key words: thrust sequence, tectonics – sedimentation, Ouarzazate basin, High Atlas, Morocco

Geogaceta, 40 (2006), 15-18
ISSN: 0213683X

Introducción

La cuenca cenozoica de Ouarzazate y el cinturón de pliegues y cabalgamientos coetáneo que la limitan por el norte (Zona Sub-Atlásica) contienen el mejor registro sedimentario del levantamiento del Alto Atlas Marroquí. Las excelentes relaciones tectónica-sedimentación y afloramientos, hacen inmejorable esta zona para el análisis cronológico de los procesos que han dado lugar al levantamiento del Atlas, de la evolución de la deformación y de las secuencias de emplazamiento de los cabalgamientos en el borde sur del Alto Atlas de Marruecos, aspectos que son abordados y discutidos en este trabajo.

Contexto Geológico

El Alto Atlas norteafricano, es una cadena intracontinental producto de la inversión Cenozoica de un rift transtensivo Triásico – Jurásico (Mattauer *et al.*, 1977). El estilo estructural de la deformación compresiva está caracterizado por deformación de tipo “thick skinned”, aunque en los bordes de la cadena existe una delgada franja de cabalgamientos “thin skinned”. El acortamiento tectónico total de la cordillera obtenido a partir de la restitución de cortes geológicos es modesto, varía entre un 15 y un 25% (Teixell *et al.*, 2003). Basándose en evidencias geofísicas y geológicas, recientemente se ha sugerido

la existencia de una contribución mantélica a gran escala a la sustentación actual de los relieves (Teixell *et al.*, 2003; Ayarza *et al.*, 2005; Teixell *et al.*, 2005). En la actualidad se posee un amplio conocimiento de los procesos tectónicos y térmicos que generaron el Alto Atlas marroquí, en cambio, la cronología de estos procesos aún no está resuelta y sigue siendo controvertida.

La cuenca de Ouarzazate está localizada en el antepaís meridional del Alto Atlas marroquí (Fig. 1). Por el norte se encuentra bordeada por un cinturón estrecho de pliegues y cabalgamientos en el que afloran rocas de edad Cretácico Superior a Eoceno Medio denominado Zona Sub-Atlásica (Fig. 2), mientras que por el sur, los sedimentos de su relleno fosilizan mediante una discordancia angular las rocas precámbricas del Anti-Atlas, un macizo antiguo de dimensiones decakilométricas que se hunde bajo la cuenca. La cuenca es activa y sufre agradación sedimentaria al menos desde el Eoceno Superior hasta el Plioceno Superior (Laville *et al.*, 1977; Görler *et al.*, 1988; El Harfi *et al.*, 2001; Tesón, 2005). La edad de deformación de su borde norte y de la Zona Sub-Atlásica ha sido motivo de debate, se han propuesto edades para la deformación compresiva que varían desde el Paleógeno hasta el Neógeno en diferentes episodios no coincidentes entre los diferentes autores previos (Laville *et al.*, 1977; Fraissinet *et al.*, 1988; Görler *et al.*, 1988; Frizón de Lamotte *et al.*,

2000; Tesón, 2005). Estas discrepancias acerca de la edad de la deformación han hecho necesario un estudio detallado de la cronología relativa de la deformación y, hasta dónde ha sido posible, de su cronología absoluta.

Estratigrafía

La sucesión estratigráfica de la zona de estudio, respecto a su relación con la deformación principal Cenozoica, puede ser divididos en dos grupos: materiales pretectónicos y materiales sintectónicos, aunque hay una formación que puede si-



Fig. 1.- Esquema tectónico del norte de África mostrando la localización del área de estudio. OZZ = Cuenca de Ouarzazate.

Fig. 1.- Tectonic sketch of North Africa showing the study area in the context of the Atlas system. OZZ = Ouarzazate basin.

tuarse en uno u otro grupo en función de la escala considerada y ha sido denominada "pretectónica local".

Materiales pretectónicos: Tienen edades comprendidas entre el Triásico y el Eoceno Medio. Los materiales triásicos y jurásicos están formados por areniscas y arcillas rojas y por calizas y dolomías respectivamente. Hacia techo de los materiales jurásicos aparecen intercalaciones terrígenas de areniscas y arcillas. El Cretácico está representado por un grupo de litologías muy característico en todo el Alto Atlas (Gauthier, 1957): a) areniscas y conglomerados basales de color rojo en continuidad con los materiales terrígenos jurásicos (denominado tradicionalmente "infracenomaniense" por su dificultad de datación). b) calizas y dolomías blancas de edad Cenomaniense superior – Turoniense y (c) formación roja de lutitas, con algunos niveles de areniscas y yesos, atribuida al Senoniense. El Paleógeno pretectónico está representado por unos niveles alternantes de margas azuladas y calizas bioclásticas que forman los principales relieves de la Zona Sub-Atlásica y cuya edad es Maastrichtiense superior a Luteciense medio (Marzoqi y Pascal, 2000; Tabuce *et al.*, 2005).

Materiales "pretectónicos locales": Se trata de unos depósitos de edad Eoceno Superior–Oligoceno(?) formados por lutitas y areniscas rojas con abundantes yesos que constituyen la denominada formación Hadida. Lateralmente, al sur de la población de Aït Arbi, pasan a areniscas y microconglomerados (formación Aït Arbi, El Harfi *et al.*, 2001). En conjunto pueden ser interpretados como los primeros depósitos de cuenca de antepaís, de carácter distal. Se encuentran concordantes o presentan discordancias muy locales sobre las calizas marinas del Paleógeno, aunque ya manifiestan levantamiento y erosión en las partes más internas de la cadena.

Materiales sintectónicos: Están comprendidos, entre el Mioceno inferior - medio y el Plioceno superior, aunque también se observan materiales más jóvenes deformados como algunas terrazas cuaternarias. La secuencia sintectónica respecto a la deformación local comienza por la formación Aït Ouglif (Fraissinet *et al.*, 1988), formada por conglomerados poligénicos que aparece paraconforme o discordante sobre la formación Hadida / Aït Arbi. La edad de esta formación, aunque imprecisa, puede atribuirse por su posición estratigráfica al Mioceno inferior - medio. La serie sintectónica finaliza con la

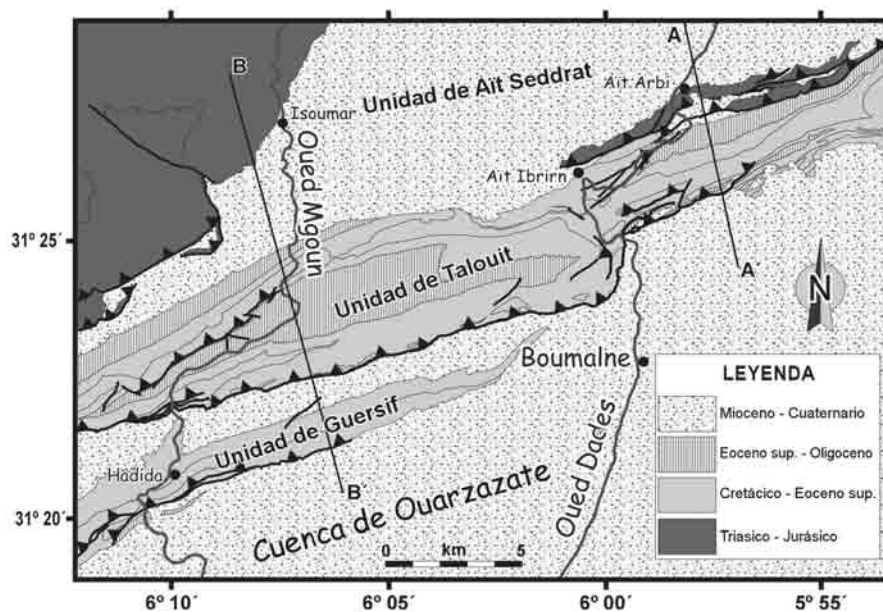


Fig. 2.- Esquema estructural del área estudiada mostrando las principales estructuras y los cortes geológicos de la figura 3.

Fig. 2.- Structural sketch map of the study showing the principal structures and the position of the geological cross sections of the figure 3.

formación Aït Kandoula (Görlér *et al.*, 1988), compuesta por lutitas, conglomerados y calizas lacustres atribuidas al Mioceno medio - Plioceno (Benammi *et al.*, 1996; El Harfi *et al.*, 2001) y ha sido dividida en dos miembros en los cortes geológicos (Fig. 3), inferior y superior, en función de su relación con las estructuras.

Estructura

El sector estudiado de la Zona Sub-Atlásica (Fig. 2), entre los valles del Dadés y Mgoun, se caracteriza por pliegues y cabalgamientos con despegues localizados en dos niveles distintos: en las zonas más internas a nivel del Triásico, y en las zonas más externas en la base de Senoniense. Se han diferenciado tres unidades tectónicas, que de norte a sur son: a) Unidad de Aït Seddrat, un gran manto formado por materiales jurásicos y despegado a nivel del Triásico; esta unidad fue definida por (Laville *et al.*, 1977), b) Unidad de Talouit, con su parte septentrional despegada a nivel del Triásico y la parte meridional a nivel del Senoniense. Litológicamente presenta una sucesión completa que incluye rocas con edades desde el Jurásico hasta el Plioceno superior y c) Unidad de Guersif, despegada a nivel del Senoniense y, por tanto incluye solamente materiales del Cretácico superior a Plioceno superior. El cabalgamiento

frontal de la unidad de Talouit se continúa hacia el norte en el subsuelo hasta definir el límite meridional de los materiales jurásicos (Fig. 3). Esta falla se interpreta como una antigua falla normal que limitaba la cuenca jurásica y que durante la inversión Alpina se propagó hacia los materiales cretácicos y terciarios que originalmente la sellaban. Tanto la unidad de Talouit como la de Guersif muestran pliegues de inflexión de falla, pliegues de propagación de falla y pliegues de despegue (Fig. 3). Estos últimos, se producen siempre a favor del despegue Senoniense principal de la zona Sub-Atlásica, y en su núcleo presentan arcillas y yesos del Cretácico superior a causa de la baja competencia de los mismos.

Durante la deformación principal Neógena se compartimenta la cuenca sedimentaria, de forma que los afloramientos de materiales sintectónicos quedan separados entre sí por las partes frontales de los mantos emergentes, constituidos por materiales mesozoicos y cenozoicos previos a la deformación local, que actúan como área fuente de los sedimentos sintectónicos adyacentes.

La comparación de los cortes geológicos y los restituidos indica que el acortamiento tectónico medio es de 7 a 8 km para la zona estudiada (Tesón, 2005). Dado que la deformación principal se produce en un intervalo de 25 a 30 m.a., la velocidad de acortamiento resultante es

baja, del orden de 0,3 mm/a. Este valor incluye las principales estructuras en el margen sur del Alto Atlas, que a su vez es la zona que concentra más deformación de la cordillera.

Cronología de la deformación

El área de estudio, dada la gran calidad de los afloramientos (Fig. 4), es uno de los pocos lugares del Alto Atlas donde puede abordarse el estudio de las relaciones tectónica-sedimentación y de la cronología relativa de la deformación. La cronología absoluta de la deformación dista, por el momento, de estar bien precisada dadas las dificultades de datación de los materiales sinorogénicos.

Las evidencias de deformación más antigua son discordancias angulares de carácter local, en la base del Cretácico superior y/o del Eoceno, reconocidas al oeste de la zona de estudio (Laville *et al.*, 1977). No obstante, dada su poca extensión y la poca deformación que atestiguan, no está clara su relación con el inicio de la tectónica compresiva regional. Las formaciones Hadida y Aït Arbi son interpretadas ya como los primeros depósitos de antepaís distal (Tesón, 2005), ya que registran el paso de sedimentación marina a terrígena continental y que la formación Aït Arbi está compuesta por cuerpos de areniscas y microconglomerados,

en algunas ocasiones discordantes sobre las calizas del Eoceno, formados por cantos de material procedente de la erosión de las rocas mesozoicas que se levantaban más al norte, en el Alto Atlas.

No existe registro sedimentario entre el Oligoceno superior y el Mioceno inferior, y es en este intervalo cuando se produce el primer evento tectónico importante, con el inicio del emplazamiento de las tres unidades tectónicas anteriormente descritas. Durante el Mioceno inferior – Medio se produce la sedimentación de la formación Aït Ouglif sobre una superficie de erosión que arrasa parcialmente los anticlinales frontales de la unidad de Talouit y, en algunos lugares de la de Guersif.

Tanto la formación Aït Ouglif como la parte basal de la formación Aït Kandoula están cortadas por el cabalgamiento frontal de la unidad de Aït Seddrat (Fig. 4), lo que implica una reactivación fuera de secuencia de dicho cabalgamiento con posterioridad al Mioceno medio. El miembro superior de la formación Aït Kandoula, en cambio, fosiliza ya los cabalgamientos frontales de las Unidades de Aït Seddrat y de Guersif, aunque en la parte occidental del área cartografiada, se observa una reactivación de ambos cabalgamientos, probablemente durante el Plioceno, que hace que estos sedimentos aparezcan, de nuevo, cabalgados. Incluso durante el Cuaternario la tectónica compresiva sigue

afectando a región, como demuestra la presencia de glacis y terrazas ligeramente deformados.

En resumen, la secuencia de deformación deducida a partir de las relaciones de los sedimentos sinorogénicos con los mantos de cabalgamiento, no tiene una polaridad clara de propagación. Varios cabalgamientos funcionaron a la vez y sufrieron repetidas reactivaciones presentando una complicada relación con los sedimentos sinorogénicos que se ven involucrados en la deformación.

Conclusiones

La cronología de los procesos tectónicos y térmicos, que han dado lugar al levantamiento del Alto Atlas era poco precisa y sobre todo, muy confusa. Con el análisis de las relaciones tectónica-sedimentación en la Zona Sub-Atlásica se ha conseguido constreñir la cronología de la deformación tectónica, situando así los momentos de máxima actividad tectónica entre el Oligoceno superior – Mioceno inferior y el Plioceno superior, con unas velocidades de acortamiento bajas, del orden de 0,3 mm/a.

Por otra parte se ha puesto de manifiesto que la secuencia local de cabalgamientos es compleja, varios cabalgamientos son sincrónicos y sufren reactivaciones, definiendo una secuencia de tipo “synchronous thrusting”.

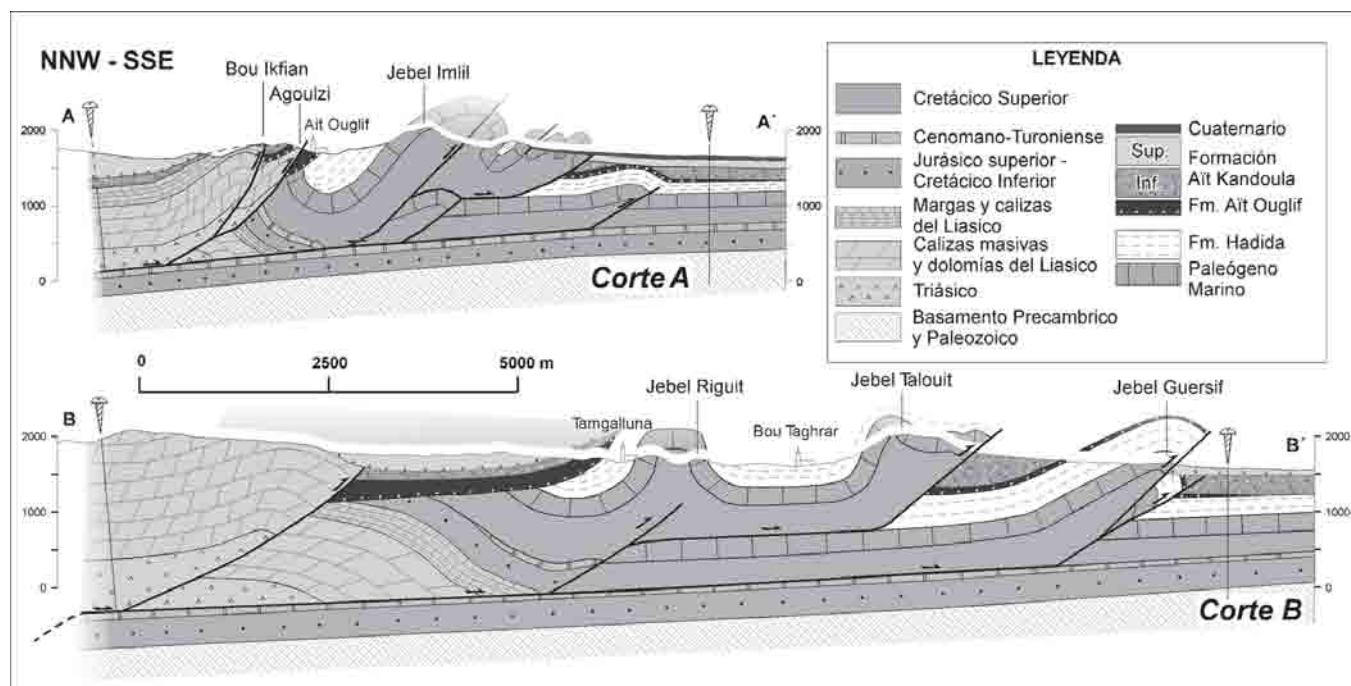


Fig. 3.- Cortes geológicos que muestran la estructura geológica de la Zona Sub-Atlásica en el sector estudiado.

Fig. 3.- Geological cross sections illustrating the structure of the Sub-Atlas Zone in the study area.



Fig. 4.- Discordancia de la formación Aït Ouglif sobre las areniscas del Cretácico inferior. Al norte se observa un cabalgamiento fuera de secuencia que hace emerger el Liásico del manto de Toundout, superponiéndolo a las formaciones Aït Ouglif y Aït Kandoula.

Fig. 4. - Image of the Aït Ouglif formation resting unconformably on top of folded lower Cretaceous beds. To the north, the Liassic of the Toundout nappe overrides the Aït Ouglif formation and overlying Aït Kandoula formation by an out of sequence thrust.

Agradecimientos

Agradecemos a M.L. Arboleya, P. Ayarza, F. Álvarez-Lobato y J. Guimerá el apoyo y discusión durante la realización de este trabajo. Eliseo Tesón disfruta de una Beca FPU del M.E.C. en la UAB (referencia AP2002-3618). Este estudio ha sido financiado por los proyectos MCYT BTE2003-00499, AECI 192/03/P y NATO EST-CLG 980144. Agradecemos también

las pertinentes correcciones de los dos revisores anónimos que han contribuido a la mejora del trabajo.

Referencias

Ayarza, P., Álvarez-Lobato, F., Teixell, A., Arboleya, M.L., Tesón, E., Julivert, M., y Charroud, M. (2005). *Tectonophysics*, 400, 67-84.
 Benammi, M., Calvo, M., Prevot, M., y Jaeger, J.J. (1996). *Earth y Planetary*

Science Letters, 145, 15-29.
 El Harfi, A., Lang, J., Salomon, J., y Chellai, E.H. (2001). *International Journal of Earth Sciences*, 90, 393-411.
 Fraissinet, C., Zouine, E.M., Morel, J.-L., Poisson, A., Yrieux, J., y Faure-Muret, A. (1988). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 15, 273-291.
 Frizón de Lamotte, D., Saint Bezar, B., y Bracène, R. (2000). *Tectonics*, 19, 740-761.
 Gauthier, H. (1957). *Notes et Memoires du Service Geologique (Rabat)*, 119.
 Görler, K., Helmdach, F.F., Gaemers, P., Heissig, K., Hinsch, W., Maedler, K., Schwarzhans, W., y Zucht, M. (1988). *Lecture Notes in Earth Sciences*, 15, 361-404.
 Laville, E., Lesage, J.L., y Seguret, M. (1977). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7, 527-539.
 Marzoqi, M., y Pascal, A. (2000). *Newsletters on Stratigraphy*, 38, 57-80.
 Mattauer, M., Tapponnier, P., y Proust, F. (1977). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 7, 521 - 526.
 Tabuce, R., Adnet, S., Cappetta, H., Noubhani, A., y Quillevère, F. (2005). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176, 381-400.
 Teixell, A., Arboleya, M.-L., Julivert, M., y Charroud, M. (2003). *Tectonics*, 22, 1051. DOI: 10.1029/2002TC 001460
 Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M., y Arboleya, M.L. (2005). *Terra Nova*, 17, 456-461.
 Tesón, E., (2005). *Estudio estructural del margen sur del Alto Atlas de Marruecos entre los valles de Dadès y Mgoun*. Trabajo de Investigación, Univ. Autònoma de Barcelona, 80p.