

Evidencias del desequilibrio y la reorganización de la red fluvial en la cuenca de Ouarzazate (Marruecos)

Evidences for a non-steady state and a reorganization of the fluvial network in the Ouarzazate basin (Morocco)

Álvar Pastor, Julien Babault, Antonio Teixell y María Luisa Arboleya

Departament de Geologia. Universitat Autònoma de Barcelona. E-08193, Bellaterra, Barcelona. alvar.pastor@uab.cat; julien.babault@uab.cat; antonio.teixell@uab.es; marialuisa.arboleya@uab.es

ABSTRACT

Since it became externally drained, the fluvial dynamics of the Ouarzazate foreland basin has been dominated by erosive processes due to a base level fall. The basin landscape is dominated by extensive Quaternary deposits aggraded by the transverse rivers draining the High Atlas Mountains. These deposits accumulated in valleys and pediments incised in the basin Tertiary infill, characterized mostly by fine-grained and soft sediments. Evidences of fluvial captures are abundant in recent times and throughout the Quaternary, in a scenario where there is more incision efficiency in the interfluves' secondary streams (characterized by fine-grained or sediment-free pediments) than in the main transverse rivers (characterized by thick gravel deposits). Satellite imagery, elevation data and field observations demonstrate how minor streams increase their catchment areas by headward erosion, creating extensive pediments lying under the main rivers and producing captures of the main rivers. This study demonstrates the unsteady-state of the drainage network of the Ouarzazate basin and its recent reorganization, apparently uncoupled from tectonic or climatic processes.

Key words: Ouarzazate basin, glacia, stream piracy, incision.

Geogaceta, 49 (2010), 59-62
ISSN: 2173-6545

Fecha de recepción: 15 de julio de 2010
Fecha de revisión: 3 de noviembre de 2010
Fecha de aceptación: 26 de noviembre de 2010

La Cuenca de Ouarzazate es una cuenca de antepaís cenozoica del Alto Atlas Marroquí y está situada entre éste y el macizo del AntiAtlas (Fig. 1).

El paisaje actual de la cuenca está dominado por extensas llanuras de materiales cuaternarios ligeramente inclinadas hacia el S y encajadas en el substrato terciario de la cuenca. Este substrato está compuesto por conglomerados de piedemonte restringidos al N y arcillas con intercalaciones de yesos en el centro de la cuenca, que corresponden a facies lacustres depositadas en condiciones de cuenca endorreica (El Harfi, 2001; Tesón y Teixell, 2008). Por tanto, los materiales que constituyen el relleno de la cuenca, son esencialmente sedimentos blandos. La incisión de la red fluvial se produce como consecuencia de la apertura del drenaje de la cuenca de Ouarzazate hacia el Atlántico. Esta conexión conlleva un descenso del nivel de base controlado por la tasa de incisión del río Draa a través del AntiAtlas. La presencia de extensas llanuras aluviales contrasta con las altas tasas de incisión recientes en la parte central de la cuenca, puestas en evidencia por Arboleya *et al.* (2008).

En la cuenca de Ouarzazate las tasas de incisión varían de 0.3 y 1 mm/a según Arboleya *et al.* (2008). La datación de superficies fluviales y aluviales permite calcular la incisión vertical de los ríos. En un estado de equilibrio, la tasa de incisión es equivalente a la tasa de levantamiento del terreno o de descenso del nivel de base (p.ej. Burbank *et al.*, 1996; Lavé and Avouac, 2001). Sin embargo, esta relación es difícil de demostrar en la cuenca de Ouarzazate, puesto que para ello sería necesario conocer las variaciones de altura que ha tenido cada río a lo largo de su perfil longitudinal, durante el periodo considerado. Además, se desconoce la tasa de descenso del nivel de base para la cuenca de Ouarzazate porque no existen datos que permitan estimar la velocidad de incisión en el cañón del Draa a través del AntiAtlas. Por tanto, se desconoce si las tasas de incisión de los afluentes del Draa, que cruzan la cuenca en dirección N-S, se encuentran en equilibrio o no con la tasa de descenso del nivel de base para la cuenca. Se intuye que este descenso del nivel de base podría estar influenciado por el levantamiento de gran longitud de onda y de origen mantélico que ha afectado gran parte de la zona atlásica (Teixell

et al. 2003, 2005; Babault *et al.* 2008) y que proporciona energía potencial para la erosión (Babault *et al.*, 2008; Arboleya *et al.*, 2008). Arboleya *et al.* (2008) demostraron que existe una relación entre las variaciones en el régimen de los ríos (incisivo o agradacional) y cambios climáticos durante los últimos 300 ka. Este argumento sugiere que el encajamiento del río Draa en el AntiAtlas y el descenso del nivel de base, también han sido modulados por el clima.

En este estudio se pone de manifiesto la existencia generalizada de capturas fluviales durante los últimos 300 ka, que han producido cambios significativos en el trazado de los ríos y que caracterizan la dinámica de la erosión fluvial en la cuenca de Ouarzazate. Para ello, se ha analizado la topografía del terreno mediante modelos digitales (DEM), perfiles topográficos, imágenes de satélite y comprobaciones de campo.

Análisis geomorfológico

Durante el Cenozoico, la erosión en las principales cuencas de drenaje de la vertiente sur del Alto Atlas ha aportado sedimentos detríticos a la cuenca de



Fig. 1.- Imagen Landsat de la cuenca de Ouarzazate. Las cajas indican la localización de las capturas fluviales (figuras 2A, 2B y 3).

Fig. 1.- Landsat image of the Ouarzazate basin. The boxes indicate the location of the captures (figures 2A, 2B and 3).

Ouarzazate. Durante el Pleistoceno superior y el Holoceno, los ríos principales de la cuenca han intercalado etapas de agradación sedimentaria entre una dinámica general dominada por la incisión. El aporte de materiales del Alto Atlas por los ríos principales ha generado morfologías aluviales de tipo glacis. El término glacis se utiliza para formas con perfil longitudinal ligeramente cóncavo y pendientes inferiores a 6° . Los glacis y los abanicos aluviales tienen una estrecha relación y son, a menudo, difíciles de diferenciar. Bull (1977) sugiere utilizar el término glacis cuando la potencia de los depósitos es inferior a $1/100$ de la longitud de la forma. Según esta definición, la mayoría de depósitos aluviales de la cuenca de Ouarzazate son glacis. Existen matices para definir los distintos tipos de glacis. Los glacis de erosión o pedimentos son zonas donde bisela el sustrato o con una fina capa de detritos. Normalmente se desarrollan sobre sustratos blandos. Los glacis de colmatación son depósitos que superan los 5-10 m de potencia. Los glacis encajados pueden presentar potencias variables y quedan sucesivamente encajados entre glacis más antiguos. En la cuenca de Ouarzazate, los glacis de colmatación y los glacis encajados ocupan el $\sim 80\%$ de la superficie. Ambos están compuestos por materiales erosionados en la vertiente S del Alto Atlas que han sido transportados por los ríos principales. En cambio, los glacis de erosión o pedimentos ocupan el $\sim 20\%$ restante de la superficie actual de la cuenca y se forman entre los ríos principales,

donde no llega el aporte de materiales procedentes de la erosión del orógeno. Por tanto, y según el aporte de materiales a la cuenca, pueden diferenciarse dos tipos de cauces: 1) los ríos principales que drenan el Alto Atlas. 2) los torrentes secundarios que sólo drenan la propia cuenca y se encuentran intercalados entre los primeros. Entre los dos tipos de cauces existen diferencias de pendiente, altura, litología y tamaño del área fuente.

Geomorfología de los ríos que drenan el orógeno

Los ríos principales que cruzan la cuenca de N a S presentan un caudal irregular y áreas de drenaje de tamaño moderado (150 km^2 de media). Estos ríos presentan fuertes pendientes en sus áreas de drenaje, descendiendo en tan solo 15 km desde sus cabeceras situadas por encima de los 3000 m hasta la entrada de la cuenca, a unos 1500 m. Durante el trayecto de los ríos por el orógeno, el flujo transcurre por un canal encajado con fuerte desnivel sobre un sustrato duro formado por rocas pre-cenozoicas. Las pendientes locales en la zona montañosa van de 2° a más de 10° , mientras que en la cuenca estos cauces tienen pendientes inferiores a 2° . El lecho de esos ríos está cubierto por los sedimentos gruesos que son capaces de arrastrar desde el orógeno hasta la cuenca, en eventos de lluvias torrenciales.

Geomorfología de los ríos que solo drenan el piedemonte

Se trata de cauces que se forman entre los ríos principales y que no reciben

materiales procedentes de la erosión del orógeno. Sus áreas de drenaje son pequeñas ($30\text{-}100 \text{ km}^2$) en comparación con los ríos principales y solo presentan flujo de agua en eventos de lluvias torrenciales. El tamaño de las áreas de drenaje incrementa proporcionalmente a la extensión lateral. En el lecho de estos cauces puede aflorar el sustrato blando de la cuenca o bien estar cubierto por una fina capa de materiales coluviales procedentes de la erosión de los glacis colindantes. Los materiales que transportan son, generalmente, partículas finas procedentes de la erosión del sustrato arcilloso de la cuenca. En la cuenca de Ouarzazate, estos cauces aparecen con diferentes morfologías que se sitúan entre dos extremos: 1) un canal estrecho situado entre dos glacis, con una área de drenaje de tamaño inferior a 30 km^2 , cuyo lecho está cubierto por una fina capa de detritos. 2) una llanura donde aflora el sustrato de la cuenca, con áreas de drenaje superiores a los 30 km^2 , y llegando excepcionalmente a los 100 km^2 en algún caso aislado medido al S de la cuenca. Los límites laterales de estas llanuras son, a menudo, los escarpes erosivos de los glacis asociados a los ríos principales. Las imágenes de satélite y las observaciones de campo muestran procesos de erosión remontante en estas laderas (p.ej. Fig. 2B), que algunos casos se producen siguiendo la orientación de estructuras tectónicas activas. La característica principal de los torrentes secundarios y sus pedimentos asociados (glacis de erosión) es que se sitúan a cotas por debajo de los ríos principales.

La presencia de capturas recientes

En la figura 2A se puede observar una captura reciente. El río situado al Este ha capturado el río situado al Oeste cuyo antiguo cauce estaba situado 45 m por encima del actual. Este ejemplo de captura atestigua la reorganización reciente de la red de drenaje. En la figura 2B se observa como la erosión remontante avanza lateralmente desde un cauce más deprimido, hacia otro situado a una cota superior, al que está a punto de interceptar.

Los restos de glacis cuaternarios también permiten deducir capturas más antiguas, como en el caso de los ríos Tabia y Tagra. Estos ríos proceden del Alto Atlas y, a su entrada a la cuenca, presentan áreas de drenaje de 135 y 302 km^2 respectivamente. Cruzan la cuenca de N a S sobre una gran extensión de depósitos aluviales recientes ($\sim 130 \text{ km}^2$). En la imagen de la figura 3, situada al NE de la zona de estu-

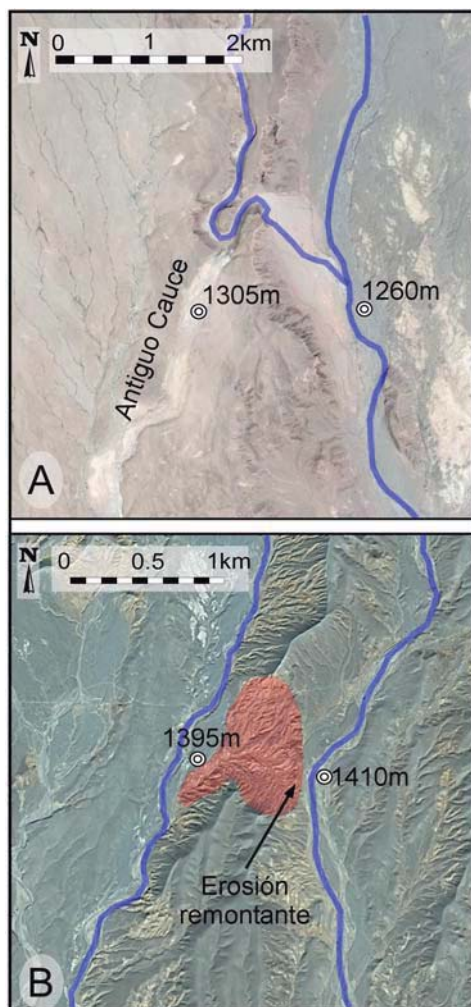


Fig. 2.- (A) Un ejemplo de captura fluvial en el interior de la cuenca de Ouarzazate. (B) Futura captura.

Fig. 2.- (A) An example of stream piracy within the Ouarzazate basin. (B) Future stream piracy.

Discusión

Las superficies cuaternarias datadas por Arboleya *et al.* (2008) muestran diferencias notables entre las tasas de incisión de los distintos cauces. La diferencia de velocidad de incisión entre ríos vecinos demuestra que la red de drenaje no está en equilibrio con el descenso relativo del nivel de base y propicia capturas entre cauces. Las capturas fluviales son frecuentes en la cuenca de Ouarzazate.

El papel de la carga de fondo

La carga de fondo tiene una doble función sobre la capacidad de incisión de los ríos: actúa como herramienta abrasiva o como capa protectora (Gilbert, 1877). La erosión varía en función de la proporción entre el flujo de sedimentos (Q_s) y la capacidad de transporte (Q_c) (p.ej. Sklar and Dietrich, 2001; Whipple y Tucker 2002; Gasparini *et al.*, 2007; Cowie *et al.*, 2008). La eficacia de la erosión incrementa con el aumento de Q_s cuando $Q_s \ll Q_c$. En cambio, cuando $Q_s \gg Q_c$, la eficacia de la erosión disminuye con el aumento de Q_s .

dio (Fig. 1), se han identificado y numerado tres depósitos asociados a cada río. No se conoce su edad absoluta, y por tanto, la numeración de uno a tres se refiere a la posición relativa de los depósitos, del más alto al más bajo, respectivamente. Esta numeración no representa una correlación entre los depósitos de ambos ríos (Fig. 3). A los lados de la llanura aluvial (deposición 3 en la Fig. 3) y situados a una altura superior, se encuentran los depósitos más antiguos (1 y 2 en la Fig. 3), que representan distintas etapas de agradación y han quedado parcialmente preservados. Los depósitos más antiguos (1 en el perfil de la Fig. 3) han quedado preservados entre los intermedios (depósitos 2) y los más modernos (depósitos 3). Esta disposición demuestra que el cambio de trazado del río no ha podido producirse por erosión y migración lateral de canal. En el perfil topográfico detallado de la llanura fluvial (Fig. 3), se observa un torrente secundario situado entre los dos ríos principales. Aunque este torrente tiene un área de drenaje de solo 20 km², un orden de magnitud inferior a los ríos Tabia y Tagra, está más incidido que estos.

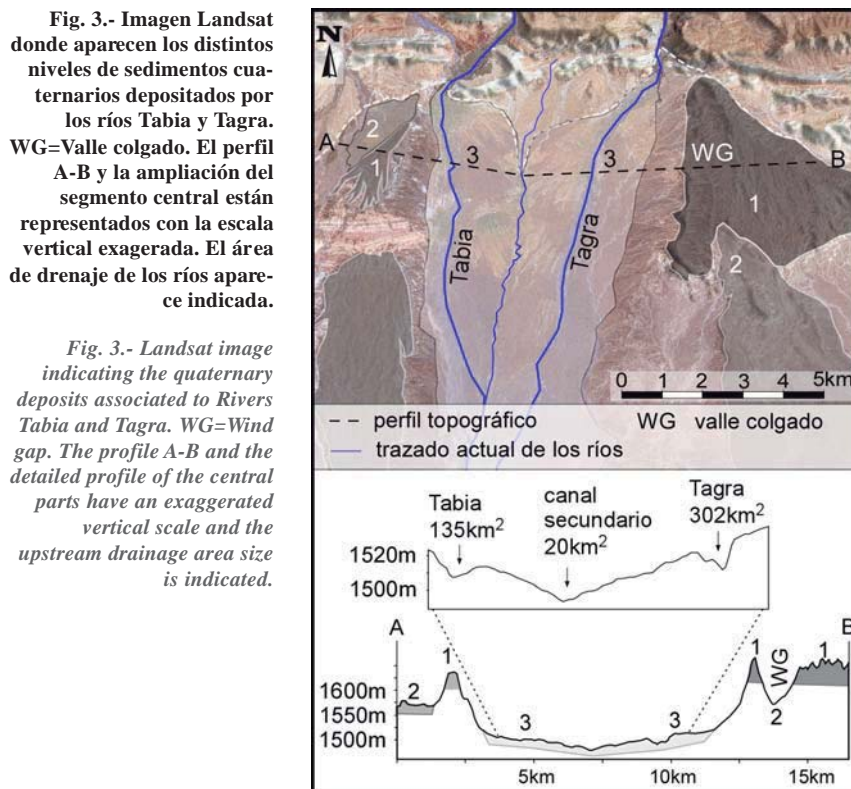


Fig. 3.- Imagen Landsat donde aparecen los distintos niveles de sedimentos cuaternarios depositados por los ríos Tabia y Tagra. WG=Valle colgado. El perfil A-B y la ampliación del segmento central están representados con la escala vertical exagerada. El área de drenaje de los ríos aparece indicada.

Fig. 3.- Landsat image indicating the quaternary deposits associated to Rivers Tabia and Tagra. WG=Wind gap. The profile A-B and the detailed profile of the central parts have an exaggerated vertical scale and the upstream drainage area size is indicated.

Las diferencias entre las tasas de incisión de los cauces de la cuenca de Ouarzazate derivan de la relación entre la carga sedimentaria y la capacidad de transporte de cada cauce. El aporte de materiales procedentes del orógeno permite la formación de glaciares que actúan como una capa protectora para el substrato blando de la cuenca.

Las capturas de ríos principales por ríos secundarios

La disminución de la pendiente de los ríos al pasar del orógeno a la cuenca podría ser la causa de la pérdida de poder de transporte que provoca la sedimentación en forma de glaciares, de la carga de fondo transportada.

Los torrentes secundarios que tienen su área de drenaje en la propia cuenca no reciben aporte externo de materiales e inciden directamente sobre el substrato blando de ésta. Se caracterizan por presentar un régimen en que $Q_s \ll Q_c$, es decir, aunque la capacidad de transporte sea pequeña, tenderá a ser mayor que el aporte sedimentario. Los materiales erosionados por los ríos secundarios son de grano fino, fácilmente transportables, y pasan de largo de la cuenca en eventos de lluvias fuertes. Los pedimentos asociados a estos cauces se generan por expansión lateral. En eventos lluviosos, la escorrentía que se forma en la superficie de los glaciares colindantes desciende por

los escarpes hacia los pedimentos situados a una cota inferior. Las laderas de los pedimentos están formadas por materiales blandos en su parte inferior y duros en la parte superior (glacis cuaternarios). El contraste litológico entre los materiales del sustrato de la cuenca y los glacis propicia la erosión preferencial de la parte inferior y la erosión por socavamiento de la capa de glacis. Como consecuencia, las divisorias de aguas retroceden lateralmente y los materiales erosionados forman una fina capa de coluviones sobre el pedimento. Este es el mecanismo por el que los torrentes secundarios, situados entre los ríos principales, se van ensanchando y por consiguiente, aumentando el tamaño de sus áreas de drenaje. Cuando el flujo es capaz de transportar la fracción más gruesa de coluviones, estos actúan como herramientas para la erosión, incrementando el poder abrasivo y realizando la incisión de estos canales.

Los pedimentos o glacis de erosión se interpretan como un estadio avanzado en la evolución de los torrentes secundarios, llegando a formar extensas superficies situadas a cotas inferiores que los ríos principales. La expansión lateral de estas zonas deprimidas permite la captura de los ríos principales que han quedado a una cota superior. Este tipo de capturas fluviales, donde los torrentes pequeños capturan a los ríos principales, caracteriza la dinámica fluvial de la cuenca de Ouarzazate. Hunt (1953) y Foley (1980) describieron procesos parecidos en el flanco norte de las Henry Mountains (Utah) y en Deadborn Valley (Montana).

Conclusiones

Los cauces fluviales que cruzan de N a S la cuenca de Ouarzazate, al pie del Alto Atlas, pueden agruparse en

dos categorías: los ríos principales, cuya cabecera se sitúa en la cordillera y los cauces secundarios que nacen en la cuenca o tienen áreas de drenaje pequeñas antes de entrar en ella. El grado de incisión de estos dos tipos de cauces denota una relación inversa entre su poder incisivo y el tamaño de sus áreas de drenaje: la incisión es más eficiente en los cauces con áreas de drenaje de tamaño inferior. Esta paradoja es la consecuencia de que la capacidad de transporte de los ríos principales disminuye drásticamente al entrar en la cuenca, provocando la sedimentación de materiales gruesos y resistentes. La capa sedimentada cubre y protege el sustrato blando de la cuenca. Por otro lado, los torrentes secundarios no aportan materiales duros a la cuenca y se encuentran en régimen incisivo permanente sobre el sustrato blando. Este mecanismo permite que los ríos secundarios queden altiméricamente por debajo de los ríos principales y puedan capturarlos.

La presencia de capturas en la cuenca indica que parte de la red de drenaje no está en equilibrio con el descenso del nivel de base. Por tanto, no se puede asumir una equivalencia entre la incisión de un río concreto y el descenso del nivel de base a corto plazo.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado con los proyectos CGL2006-07226 y CONSOLIDER-INGENIO 2010, CDS2006-00041 (TOPOIBERIA). Se agradecen a José Miguel Azañón y a otro revisor anónimo las correcciones y comentarios constructivos que han ayudado a mejorar el presente manuscrito.

Referencias

- Arboleya, M.L., Babault, J., Owen, L., Teixell, A. y Finkel, R.C. (2008). *Journal of the Geological Society*, London, 165, 1059-1073.
- Babault, J., Teixell, A., Arboleya, M.L. y Charroud, M. (2008). *Terra Nova*, 20, 102-107.
- Bull, W.B. (1977). *Progress in Physical Geography*, 1, 222-270.
- Burbank D.W., Leland J., Fielding E., Anderson R.S. y Brozovic N. (1996). *Nature*, 379, 505-10.
- Cowie, P.A., Whittaker, A. C., Attal, M., Roberts, G., Tucker, G.E. y Ganas, A. (2008). *Geology*, 36, 535-538.
- El Harfi A., Lang J., Salomon J. y Chellai E.H. (2001). *International Journal of Earth Sciences*, 90, 393-411.
- Foley, M.G. (1980). *Geological Society of America Bulletin.*, 91, 2152-2188.
- Gilbert, G.K. (1877). *Publication of the Powell Survey*. Washington, D.C., United States Government print office, 160 p.
- Hunt, C.B. (1953). *United States Geological Survey Professional Paper*, 228.
- Gasparini, N.M., Bras, R.L. y Whipple, K.X. (2007). *Journal of Geophysical Research*, 112, F03S09.
- Lavé, J. y Avouac, J.P. (2001). *Journal of Geophysical Research*, 106, 26.561-26.592.
- Sklar, L. S., y Dietrich, W.E. (2001). *Geology*, 29, 1087-1090.
- Teixell, A., Arboleya, M.L., Julivert, M. y Charroud, M. (2003). *Tectonics*, 22, 1051.
- Teixell, A., Ayarza, P., Zeyen, H., Fernandez, M. y Arboleya, M.L. (2005). *Terra Nova*, 17, 456-461.
- Tesón, E. y Teixell, A. (2008). *International Journal of Earth Sciences*, 97, 103-113.
- Whipple, K.X. y Tucker, G.E. (2002). *Journal of Geophysical Research*, 107, B2.