

Cálculo del perfil teórico de equilibrio de un río en función del índice de gradiente

Theoretical graded profile of a river calculated as a function of the gradient index

Francisco Jiménez-Cantizano¹, Loreto Antón², Ángel Soria-Jáuregui³ y Candela Pastor-Martín²

¹ Agencia de Medio Ambiente y Agua (AMaYA), Johan G. Gutenberg 1, 41092 - Sevilla, España. fajimenez@agenciamedioambienteyagua.es

² Dpto. de Ciencias Analíticas, Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Educación a Distancia (UNED), Senda del Rey 9, 20840 Madrid, España. lanton@ccia.uned.es / cpastor@pas.uned.es

³ Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología, Universidad del País Vasco, Tomás y Valiente s/n, 01006 Vitoria-Gasteiz, España. angel.soria@ehu.eus

ABSTRACT

This paper presents a method for calculating the theoretical graded profile of a river. That is based on the gradient index concept and takes the base level (mouth or confluence) and the headwater as reference points. The result is a concave line that follows a homogeneous logarithmic distribution and represents a graded profile for the analyzed stream. This theoretical graded profile can be compared with the present long profile, illustrating how far from the theoretical "equilibrium" is the stream. Differences between theoretical and real long profiles allow the quantification of "degree of adjustment" as the deviation from the calculated graded profile. We propose a new index (G) to quantify the degree of a stream adjustment to its graded long profile. The Tajo River and four tributaries long profiles are shown to illustrate how this methodology works on streams with different morphologies, corresponding to lithologic and structural contrast and / or to regional scale geological processes.

Key-words: River, long profile, theoretical graded profile, gradient index, Tagus.

RESUMEN

Este trabajo propone un método para el cálculo del perfil teórico de equilibrio de un río. La metodología está basada en el concepto de índice de gradiente y utiliza el nivel de base (desembocadura o confluencia) y la cota de cabecera como puntos de referencia iniciales. El resultado es una línea cóncava que se ajusta a una distribución logarítmica homogénea, y representa el perfil longitudinal de equilibrio al que tenderá el río analizado. La comparación entre este perfil de equilibrio teórico y el perfil longitudinal real muestra visualmente cuán lejos del "equilibrio" se encuentra el río analizado. El análisis de las diferencias entre ambos perfiles permite cuantificar el "grado de regularización" del perfil estudiado como la desviación respecto al perfil de equilibrio teórico. En este trabajo se propone un nuevo índice (G) que permite cuantificar el grado de regularización de un río. El método propuesto se aplica al río Tajo y cuatro de sus afluentes. Los resultados obtenidos muestran la idoneidad de la metodología para cuantificar y comparar anomalías en perfiles con diferentes morfologías, que responden a contrastes litológicos y estructurales y/o a procesos geológicos de escala regional.

Palabras clave: Río, perfil longitudinal, perfil de equilibrio teórico, índice de gradiente, Tajo.

Geogaceta, 62 (2017), 51-54
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 1 de febrero de 2017
Revisión: 21 de abril de 2017
Aceptación: 26 de abril 2017

Introducción

El perfil longitudinal de un río representa en gran medida las particularidades del relieve de la cuenca a la que pertenece, especialmente cuando predomina un régimen erosivo. En su forma pueden quedar registrados los efectos de la deformación de la corteza (Giachetta *et al.*, 2015), variaciones eustáticas (Mather, 2000), cambios en el clima o procesos propios de la evolución del drenaje, como pueden ser capturas fluviales (Antón *et al.*, 2014, Prince *et al.*, 2011).

La distribución de estas señales y su propagación a lo largo del perfil son función de la tasa de incisión y de la magnitud de la perturbación que las provoca (Whipple, 2004). De manera que la morfología de la red fluvial y de los perfiles longitudinales pueden proporcionar información importante acerca de los patrones espaciales y temporales de la evolución geomorfológica, tectónica y climática de una región (Duvall *et al.*, 2004; Antón y Muñoz-Martín, 2007; Larue, 2008; Antón *et al.*, 2012; Kirby and Whipple, 2012).

Para la cuantificación de estas señales, el perfil de equilibrio del río representa un

nivel de referencia. Se trata de un concepto formulado en una época temprana del desarrollo de la Geomorfología (Gilbert, 1877; Davis, 1902) como expresión de la capacidad de un río para compensar erosión, transporte y sedimentación en todas las partes de su trazado y mantener así un perfil longitudinal suave de equilibrio. El concepto fue posteriormente establecido con mayor precisión por Mackin (1948), como un perfil de equilibrio dinámico. Respecto de la forma teórica de dicho perfil se puede establecer qué aspectos del perfil real de un río son ano-

malías y qué representan. Hack (1973) desarrolló un método para el análisis del perfil longitudinal de un río basado en la relación que existe entre la distribución de la pendiente y su longitud. A esa proporción le denominó índice de gradiente (SL) y está íntimamente relacionado con la capacidad de transporte del río de manera que es constante cuando el perfil está en equilibrio y no se dan cambios en la composición y tamaño medio de los materiales del lecho.

El objetivo de este trabajo es establecer una referencia para evaluar en qué medida un río se aproxima al equilibrio, qué señales se pueden considerar como anomalías por diferencia respecto de dicho perfil de equilibrio teórico y con qué circunstancia o proceso están asociadas. Para ello, se propone un nuevo método para el cálculo de un perfil teórico de referencia, ajustado al nivel de base del río y basado en el modelo de SL. A partir de este cálculo se define el índice G que determina el grado de regularización del perfil.

Metodología

Partiendo del modelo propuesto por Hack (1973), se establece que un río en

equilibrio presenta un perfil cóncavo que se ajusta a una distribución logarítmica de la forma:

$$H = H_0 - SL \cdot \ln(L) \quad (1)$$

donde H es la altitud de cada punto del perfil, H_0 es la cota de la cabecera (punto más alto por encima del cual existe un área mínima denominada crítica), SL el índice de gradiente y L es la distancia de cada punto del perfil respecto de la cabecera, medida hacia aguas abajo. En una escala logarítmica la expresión anterior describe una línea recta cuya pendiente es el valor de SL (Fig. 1A). De esta manera a partir de las cotas de la cabecera y del nivel de base de cada río se ha trazado la línea recta que pasa por ambos puntos y se ha calculado su pendiente. La pendiente así obtenida corresponde al valor constante de SL del perfil de equilibrio para el río analizado.

A continuación se han obtenido los valores de altitud, introduciendo en la ecuación 1 el valor de la distancia de una secuencia de puntos con un espaciado constante (400 metros en este trabajo) hasta completar una longitud igual al total del perfil real. Los resultados se representan en escala aritmética para facilitar la comparación entre los dos perfiles, el real y el teórico (Fig. 1). Con el objetivo de cuan-

tificar el grado de regularización del perfil real y que los valores sean comparables entre diferentes ríos se comparan las áreas comprendidas entre la línea recta que une cabecera y desembocadura y el perfil de equilibrio teórico (área teórica, AT), con el área comprendida entre esa misma línea y el perfil real (área real, AR). La relación, expresada en tanto por 1, entre AR y AT representa el nivel de regularización (G) que presenta el perfil. Así por ejemplo, para un valor de $G = AR/AT = 1$, se considera que el río está en equilibrio. Cuanto más pequeño sea G más le queda al río en cuestión por erosionar para alcanzar su perfil de equilibrio teórico. De este modo G nos permite cuantificar el grado de regularización de un río (Fig. 1B).

La comparación de los dos perfiles, "perfil de equilibrio teórico" y "perfil real", permite observar la distribución espacial de las anomalías, y cuantificar el grado de regularización en cada punto del perfil. Para ello se calcula la relación entre la cota de los dos perfiles a intervalos constantes o en puntos de interés a lo largo del perfil. De manera que se obtiene un valor equivalente a G pero que indica el grado de regularización local (Fig. 1B).

Se ha aplicado el cálculo al río Tajo y a varios de sus principales afluentes como parte de un trabajo de caracterización morfométrica de toda la cuenca. En la figura 2 se muestra una localización general de los ríos y su contexto geológico simplificado.

Resultados y discusión

Se han obtenido diferentes grados de equilibrio en los ríos analizados (Figs. 1 y 3), lo que ofrece una primera visión de la compleja historia geológica de la cuenca del Tajo.

El perfil longitudinal del río Tajo (Fig. 1) presenta un nivel medio de regularización, $G = 0,6$, con una distribución del grado de regularización creciente aguas abajo y valores mínimos en la cabecera, donde el río atraviesa los materiales de la Cordillera Ibérica. El contraste con la cuenca cenozoica (Cuenca del Tajo) se observa en una inflexión del perfil real, que adopta una forma cóncava, manteniéndose paralela al perfil teórico aguas abajo. Este comportamiento se pone de manifiesto mediante el aumento brusco del grado de regularización en el tramo alto del río. Aguas abajo este se man-

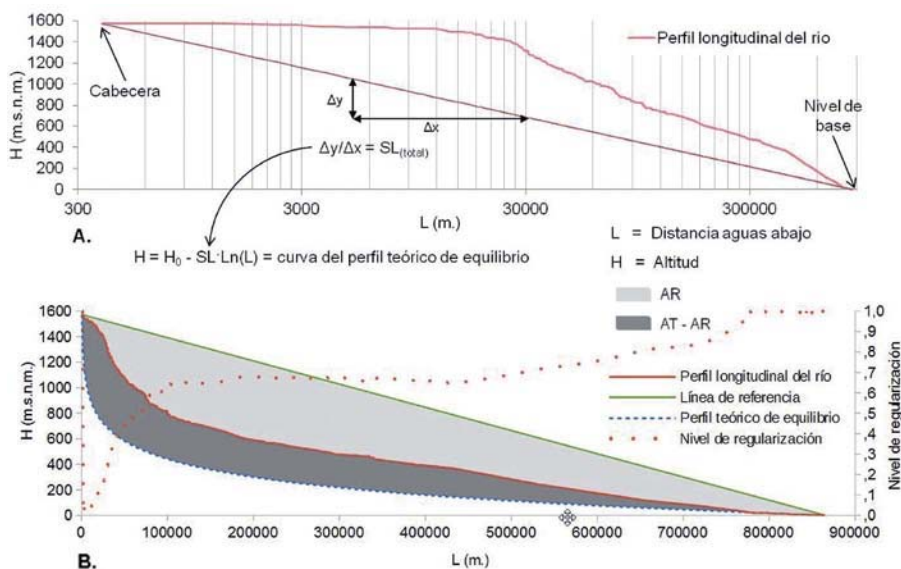


Fig. 1.- Cálculo del perfil teórico de equilibrio para el río Tajo. A) Representación gráfica del perfil en escala semi-logarítmica, donde el valor de la pendiente se corresponde con SL. Se muestra el valor de SL para la línea recta ajustada al nivel de base y la cabecera. B) Representación gráfica del perfil teórico obtenido junto con el perfil real, en escala aritmética, y la referencia para la cuantificación de la diferencia entre ambos perfiles. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Calculation of the graded long profile for the Tagus river. A) Graphical representation of the profile in semi-logarithmic scale, where the slope value corresponds to SL. Display of the SL value for the straight line adjusted between the base level and the headwater. B) Arithmetic scale graphical representation of the graded long profile obtained and the real long profile. Detail of the reference for the quantification of the difference between both profiles is shown. See color figure in the web.

tiene más o menos constante, experimentando un segundo aumento, muy suave a partir de los afloramientos de la Zona Centro Ibérica. En los últimos 100 kilómetros el perfil real se ajusta al de equilibrio teórico, lo que indica que la incisión en la cuenca Lusitana alcanza su máximo acorde con las condiciones actuales del nivel de base. A grandes rasgos se pueden identificar diferentes grados de regularización del perfil acordes con los conjuntos litológicos y estructurales mayores que configuran la cuenca hidrográfica.

En la zona alta, vertiente norte y dentro de la cuenca del Tajo el perfil longitudinal del río Guadarrama presenta un nivel alto de regularización, $G = 0,76$, pero distribuido de forma muy diferente entre tramo medio e inferior y tramo superior. Este último presenta una gran desviación respecto del perfil teórico (Fig. 3). La distribución de la regularización muestra dos niveles conectados por un ascenso muy brusco que coincide con un *kinckpoint* (*knickzone*). En este caso se puede decir que la anomalía detectada

coincide con un contraste litológico, el contacto entre los materiales del basamento Varisco (Zona Centro Ibérica) y los materiales cenozoicos del relleno de la cuenca.

En la vertiente sur de esta misma zona, el río Martín Román, con un nivel de regularización muy bajo, $G = 0,15$, representa uno de los casos extremos estudiados. En el tramo superior se observa el nivel más bajo de regularización local al que le sigue un incremento progresivo, alcanzando el valor de 1 en, aproximadamente, los últimos 5 kilómetros de su recorrido. Este comportamiento podría estar relacionado con el bajo gradiente topográfico general de su trazado y con el hecho de tener una cuenca de drenaje pequeña, lo que implica menos capacidad erosiva. Además, cabe la posibilidad de que se trate de un río joven, capturado en la migración hacia el sur que parece experimentar el Tajo en este sector, dada la asimetría que presenta la cuenca en esta zona.

El río Zézere, afluente del Tajo en la vertiente norte de su tramo bajo (en Portugal),

presenta un alto grado de regularización general, $G = 0,75$. Como en el caso del Guadarrama la distribución es heterogénea pero en forma inversa, como muestra la distribución del grado de regularización. Es en los primeros 20 kilómetros, aproximadamente, donde más se ajusta al perfil teórico, mientras que aguas abajo la diferencia se hace mayor. No hay cambios de grandes unidades geológicas en el trazado del río, que transcurre sobre materiales de la Zona Centro Ibérica. Sin embargo, esta morfología concuerda con una historia previa e independiente del tramo superior. Una captura que podría estar asociada a un descenso del nivel de base brusco o un ascenso tectónico, como describen Martins *et al.* (2017).

El río Jarama es el que presenta el nivel más alto de regularización de los analizados, con un $G = 0,82$. Los tramos alto y medio del perfil son los de menor grado de regularización. No se aprecia en la distribución una correspondencia clara con el contraste litológico que implica el paso del río

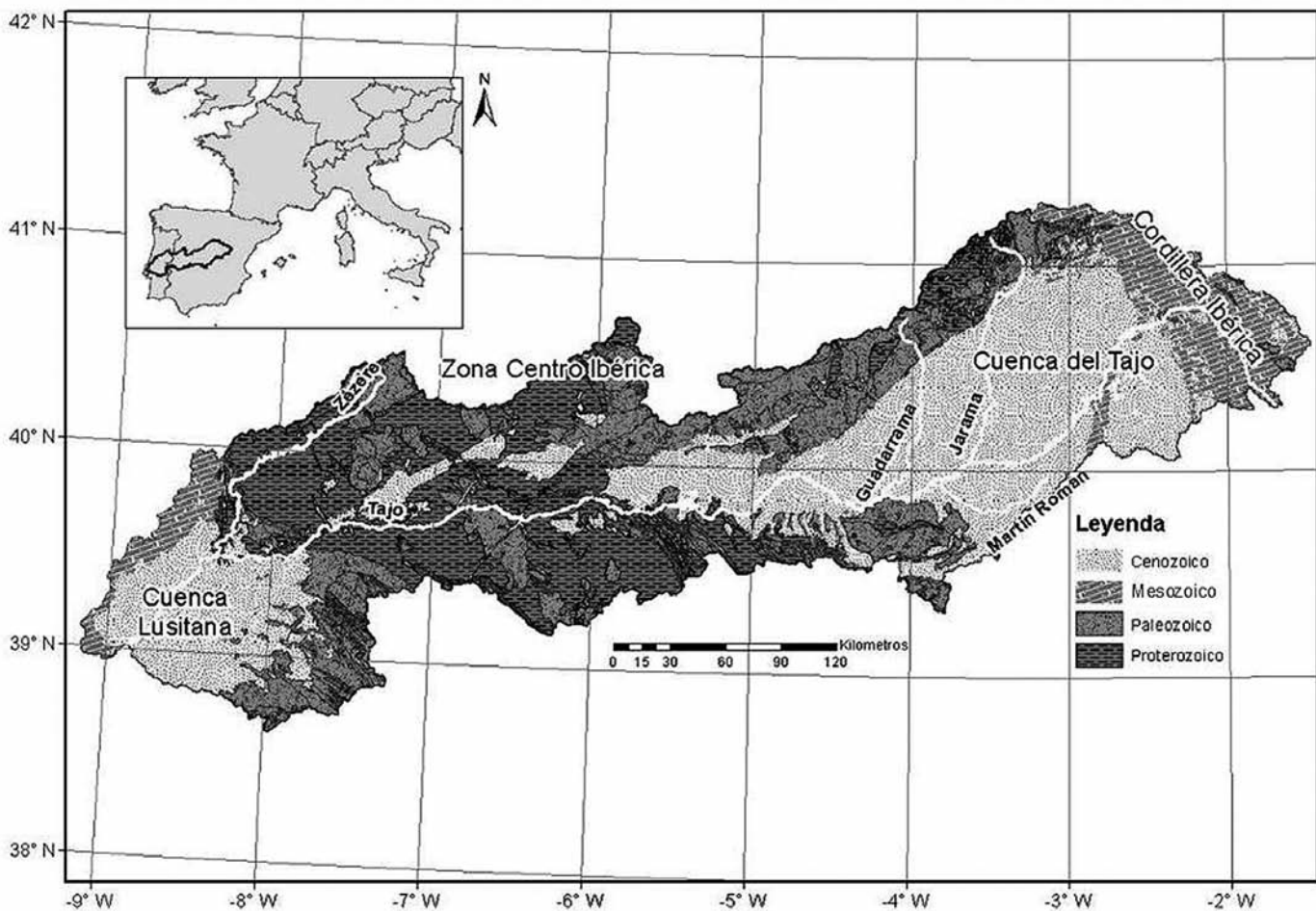


Fig. 2.- Localización de los ríos analizados y contexto geológico simplificado de la Cuenca del Tajo.

Fig. 2.- Localization of the analyzed rivers and Tagus Basin simplified geological framework

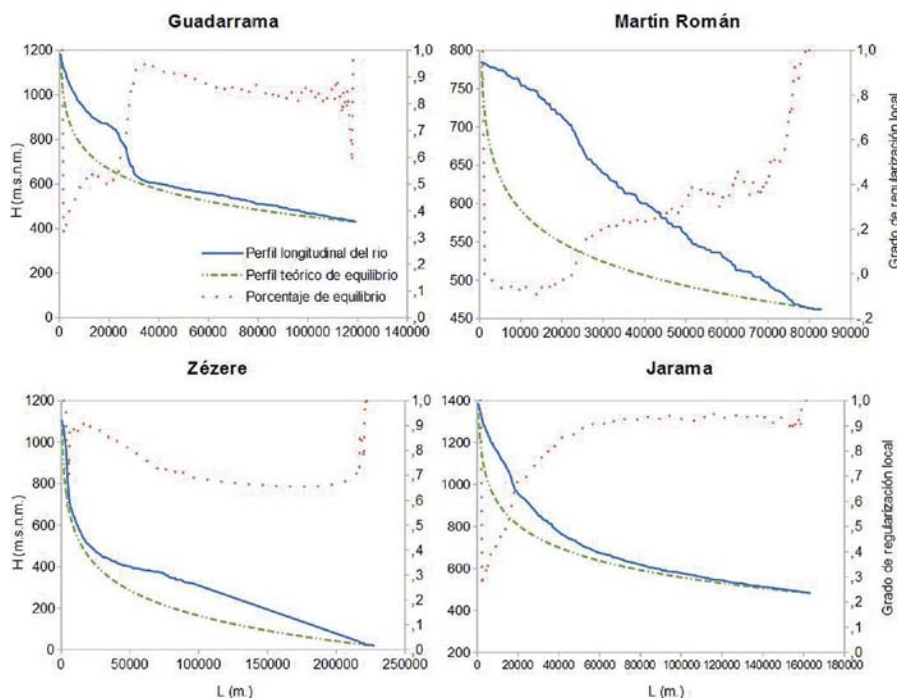


Fig. 3.- Detalle de los perfiles longitudinales (línea continua azul), perfiles teóricos de referencia (línea discontinua verde) y grado de regularización (puntos rojos) de los afluentes del río Tajo. Representan cuatro ejemplos muy diferentes entre sí del nivel de regularización. Ver figura en color en la web.

Fig. 3.- Detail of the longitudinal profiles (blue line), theoretical graded profile (dashed green line) and "local gradation" (red dots) of the Tajo tributaries. The four rivers represent different examples of equilibrium respect to the graded level. See color figure in the web.

desde los materiales del dominio Varisco a los materiales cenozoicos de la Cuenca del Tajo. Esta morfología podría estar en consonancia con la anomalía de elevación positiva descrita por Garrote *et al.* (2008) en esta zona.

Conclusiones

El cálculo del perfil de equilibrio teórico basado en el concepto de índice de gradiente resulta un procedimiento sencillo y muy útil, para el estudio de perfiles longitudinales. La metodología presentada permite una primera detección y evaluación de anomalías, a lo largo del perfil de un río completo. La comparación entre el perfil regularizado teórico y el perfil real proporciona una forma de cuantificar el

grado de "regularización", mediante un valor numérico que representa la desviación entre ambos perfiles. Este mismo análisis realizado de forma discreta a lo largo del perfil nos proporciona el valor equivalente (grado de regularización) para cada punto del perfil según el espaciado (cada 400 m en este trabajo). El cálculo propuesto es independiente de las diferencias de longitud o cotas del nivel de base y cabecera. Por lo que los valores así obtenidos permiten la comparación entre distintos ríos o diferentes tramos de un mismo río. Esto facilita el análisis de la red fluvial a nivel de toda la cuenca, permitiendo cuantificar las anomalías para su posterior interpretación en relación con contextos geomorfológicos, tectónicos o climáticos regionales.

Agradecimientos

Agradecemos a Lucia Struth y otro revisor anónimo, sus correcciones y sugerencias, que han contribuido a mejorar este artículo. El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos MITE (CGL2014-59516-P) y CARESOIL (S2013/MAE-2739) y forma parte de la Tesis Doctoral, en curso, del primer firmante.

Referencias

- Antón, L. y Muñoz-Martín, A. (2007). *Geogaceta* 43, 51-54.
- Antón, L., Rodés, A., De Vicente, G., Pallás, R., García-Castellanos, D., Stuart, F.M., Braucher, R. y Bourlés, D. (2012). *Geomorphology* 165-166, 50-61.
- Antón, L., De Vicente, G., Muñoz-Martín, A. y Stokes, M. (2014). *Geomorphology* 206, 250-261.
- Davis, W.M. (1902). *Journal of Geology* 10, 77-111.
- Duvall, A., Kirby, E. y Burbank, D., (2004). *Journal of Geophysical Research* 109, F03012.
- Garrote, J., Garzón, G. y Tom, R. (2008). *Geomorphology* 102, 130-144.
- Giachetta, E., Molin, P., Scotti, V.N. y Faccenna, C. (2015). *Geomorphology* 246, 48-67.
- Gilbert, G.K. (1877). *Geology of the Henry Mountains*. U.S.G. Printing Office, Washintong, D.C.
- Hack, J. (1973). *Journal of Research of the U. S. Geological Survey* 1, 421- 429.
- Kirby, E. y Whipple, K. (2012). *Journal of Structural Geology* 44, 54-75.
- Larue, J.P. (2008). *Geomorphology* 90, 3-4.
- Mackin, J.H. (1948). *Geological Society of America Bulletin* 101, 1373-1388.
- Martins, A., Cabral, J., Cunha, P., Stokes, M., Borges, J., Caldeira, B. y Cardoso, A. (2017). *Geomorphology* 276, 144-163.
- Mather, A. (2000). *Geomorphology* 34, 271-289.
- Prince, P., Spotila, J. y Henika, W. (2011). *Geology* 39, 823-826.
- Whipple, K. (2004). *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 151-185.