

Caracterización geológica del cinturón de pliegues y cabalgamientos bético en el transecto del “Caminito del Rey” (Málaga). Bases para la interpretación de su patrimonio geológico

Geological characterization of the betic fold-and-thrust belt along the “Caminito del Rey” transect (Málaga). Basis for the interpretation of its geological heritage

Álvaro Ramírez Prior, Manuel Díaz Azpiroz y Juan Carlos Balanyá Roure

Dpto. Sistemas Físicos, Químicos y Naturales. Universidad Pablo de Olavide, ctra. Utrera km 1, 41013 Sevilla.
alvaro_ramirez_prior@hotmail.com, mdiaazp@upo.es, jcbalrou@upo.es

ABSTRACT

The “Caminito del Rey” is nowadays one of the main nature touristic attractions of Andalucía. One of its most remarkable features is the relief, which results from the regional geological evolution. However, the available geological information is scarce and often outdated. Geologically, this route is located in the fold-and-thrust belt of the Internal Subbetic (Betic Chain). In this work, we present detailed information about several geological items (stratigraphic, structural and geomorphological) that can be observed along the route. The most remarkable are the stratigraphic subbetic pre-orogenic sequence and late-orogenic deposits, the characteristic imbricate structure of the Valle de Abdalajís and Huma sierras, and the Gaitanejos and Los Gaitanes gorges. The integration and interpretation of these features, with expert aid, would allow the visitor to understand some key issues of the geological evolution of this sector of the Subbetic from the Upper Triassic to present-day and, above all, the processes that generated such a spectacular landscape.

Key-words: Geotourism, pre-orogenic sequence, transpression, fluvial incision, Subbetic.

RESUMEN

El “Caminito del Rey” es actualmente uno de los mayores atractivos de turismo de naturaleza de Andalucía. Uno de sus valores más destacados es el relieve, que resulta de la evolución geológica regional. Pese a ello, la información geológica existente es escasa y está a menudo desfasada. Geológicamente, esta ruta se localiza en el cinturón de pliegues y cabalgamientos del Subbético Interno (Cordilleras Béticas). En este trabajo se presenta información detallada acerca de distintos aspectos geológicos (estratigráficos, estructurales y geomorfológicos) que pueden observarse durante el recorrido. Entre éstos destacan la secuencia pre-orogénica subbética y depósitos tardi-orogénicos; la estructura imbricada característica de las sierras del Valle de Abdalajís y de Huma, y los desfiladeros de Gaitanejos y Los Gaitanes. La integración e interpretación de dichas observaciones, con ayuda de un especialista, permitiría al visitante entender algunos aspectos clave de la evolución geológica de esta zona del Subbético desde el Triásico superior hasta la actualidad y, sobre todo, de los procesos que han generado un paisaje tan espectacular.

Palabras clave: Geoturismo, secuencia pre-orogénica, transpresión, incisión fluvial, Subbético.

Geogaceta, 63 (2018), 75-78
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 14 de julio de 2017
Revisión: 9 de octubre 2017
Aceptación: 23 de octubre 2017

Introducción

En los últimos años, el geoturismo ha experimentado un avance notable en España (Carcavilla *et al.*, 2011). Así, cuestiones de tipo geológico se han sumado al resto de información sobre el patrimonio natural, contribuyendo a enriquecer el llamado turismo activo.

El “Caminito del Rey” es una ruta que discurre paralela al río Guadalhorce a través de las sierras del Valle de Abdalajís y de Huma, en el centro de la provincia de Málaga (Fig. 1). Incluye dos pasarelas artificia-

les, a lo largo de sendos desfiladeros, construidas en 1905 para dar servicio a las obras de construcción de la presa “Salto del Chorro”. El nombre de la ruta procede de la visita que realizó Alfonso XIII en 1921 (Cantalejo Duarte, 2016). La falta de mantenimiento hizo que las pasarelas se encontraran en un estado de conservación pésimo, habiéndose convertido en una ruta particularmente peligrosa. Este hecho, junto a sus paredes, ideales para la escalada, contribuyó a la fama que adquirió a finales del siglo XX. Recientemente, la acción conjunta de varias administraciones ha

permitido la recuperación de esta obra, culminada en febrero de 2014. Desde marzo de 2015, el “Caminito del Rey” está abierto al público, constituyendo una de las actividades principales de turismo de naturaleza de Andalucía. Pese a que uno de sus valores más destacados es la geología, la información sobre este aspecto es escasa y/o está a menudo desfasada.

El objetivo de este trabajo es contextualizar geológicamente el paraje del “Caminito del Rey”, actualizando la información geológica disponible. Esto podrá servir de base para que los agentes turísticos hagan

una interpretación de la geología del entorno y para que el visitante pueda entender mejor la importancia de esta zona en la evolución geológica de las Cordilleras Béticas en los últimos 220 millones de años.

Geología del MVA y El Chorro

El “Caminito del Rey” permite realizar un corte de dirección NO-SE que atraviesa las estructuras principales del conjunto formado por las sierras del Valle de Abdalajís y de Huma (ambas definen geológicamente el denominado Macizo del Valle de Abdalajís, MVA, Barcos *et al.*, 2015), así como los sedimentos miocenos de El Chorro, al oeste (Fig. 1A). Los aspectos geológicos más destacados de dicho conjunto son la tectónica regional, su secuencia estratigráfica, su estructura y su geomorfología. La combinación de estos factores permite identificar las claves de la evolución geológica de la zona y entender la configuración de su paisaje.

Contexto Tectónico

La zona de cizalla del Torcal (ZCT, Barcos *et al.*, 2011) es una banda de deformación desarrollada en el cinturón de pliegues y cabalgamientos (CPC) bético. La ZCT se manifiesta en el paisaje por una alineación E-O de altos morfo-estructurales de cierta altura (1100 – 1400 m s.n.m) que resaltan entre zonas relativamente deprimidas al sur y al norte de dicha banda (Fig. 1A). Incluye, de este a oeste, las sierras de Camorolos, las Cabras, Torcal de Antequera y el MVA. Tectónicamente, la ZCT se interpreta como una zona transpresiva dextra, limitada a norte y sur por dos fallas principales de salto en dirección dexas. El interior de la banda muestra estructuras de acortamiento que han producido el levantamiento del conjunto (Barcos *et al.*, 2015). La edad de esta deformación es Mioceno Superior o más reciente (Barcos *et al.*, 2012).

Estratigrafía

En el MVA aflora la mayor parte de la secuencia pre-orogénica (Tríasico Superior – Paleógeno) del Subbético interno (Martín Algarra, 1987). A ésta cabe añadir los depósitos tardi-orogénicos de El Chorro (Mioceno Superior).

Los materiales triásicos afloran únicamente en la zona de la sierra de Huma. Son margas de colores variados y yesos (depósitos fluviales o lacustres), con bancos de dolomías

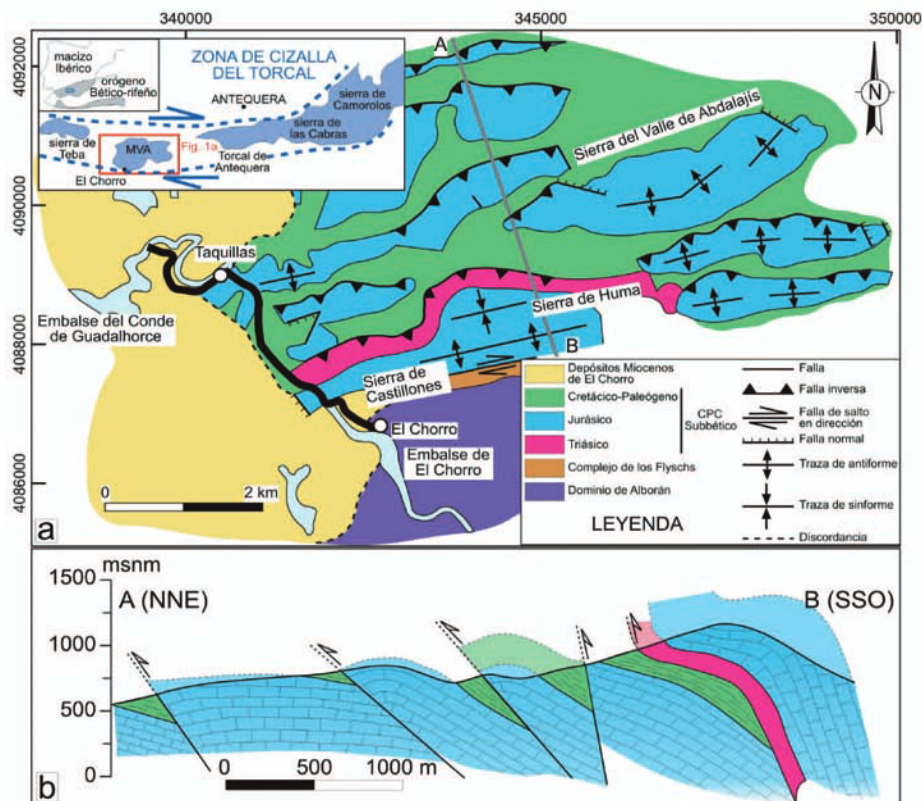


Fig. 1.- Mapa geológico (A) y corte (B) del MVA simplificados apartir de Barcos *et al.* (2012, 2015). En el mapa se muestra el “Caminito del Rey”. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Geological map (A) and cross-section (B) of the MVA, simplified from Barcos *et al.* (2012, 2015). The map shows the route. See color figure in the web.

(medio marino somero) a techo. El Jurásico está representado por carbonatos de facies marinas someras. Sobre unas dolomías iniciales aparece una formación de calizas oolíticas (tipo bahamiano) del Jurásico Inferior-Medio, seguidas de calizas nodulosas y calizas oolíticas pelágicas del Jurásico Superior, que terminan en un *hard ground* (Martín Algarra, 1987). El Cretácico presenta depósitos marinos de facies pelágicas mucho más profundas: la formación Capas Blancas (margas y margocalizas blancas con nódulos de sílex, de edad Cretácico Inferior) y la formación Capas Rojas (margas y margocalizas rosadas, de edad Cretácico Superior-Paleógeno).

Los depósitos tardi-orogénicos del Mioceno Superior de El Chorro se disponen discordantemente sobre la secuencia pre-orogénica. Son calcarenitas y calciruditas, con abundantes biodastos (ostreidos, erizos, etc.) típicos de ambientes marinos someros, probablemente asociadas a un corredor que conectaría por el norte el Atlántico y el Mediterráneo hace unos 7 Ma. (Martín *et al.*, 2001).

Estructura

La estructura interna del MVA responde esencialmente a la deformación transpresiva

de la ZCT. Destacan las imbricaciones en las que se repite parte de la secuencia pre-orogénica (Fig. 2B). Están limitadas por fallas esencialmente inversas, de dirección ENE-OSO y buzantes al Sur, que sitúan las rocas jurásicas (triásicas en la lámina más meridional) sobre las cretácico-paleógenas, y a las que se asocian pliegues kilométricos, vergentes al Norte. Hay también fallas normales de dirección NO-SE y, en menor medida, NE-SO, con salto vertical métrico a decamétrico.

El límite sur del MVA está definido por una zona de falla de salto en dirección, con una orientación ENE, fuertemente buzante al Sur, que pone en contacto las rocas del Subbético con el Complejo de los Flyschs, otra de las unidades tectónicas principales de las Béticas, y éste a su vez con las unidades del Dominio de Alborán (zonas internas de la cadena).

Además de las estructuras descritas, las margocalizas cretácico-paleógenas presentan pliegues *chevron* decamétricos asociados al evento de deformación principal del Mioceno Inferior-Medio (Expósito *et al.*, 2012).

Geomorfología

La geomorfología es, sin duda, el aspecto más llamativo de la geología del “Caminito

del Rey". Destacan los cañones de Gaitanejos y Los Gaitanes, así como el escarpe vertical asociado a la falla del límite sur del MVA. La erosión vertical que ejerce el río Guadalhorce al atravesar las calizas jurásicas, más competentes que otras rocas de la secuencia, es mucho mayor que el retroceso de las paredes del valle resultante. Esto da lugar a cañones estrechos de paredes subverticales (e.g., Gutiérrez Elorza, 2008). Por otra parte, en dichos cañones, el río presenta varios meandros encajados y se observan formas erosivas (pilancones) por encima del cauce actual. Además, la salida del cañón de Los Gaitanes al embalse de El Chorro supone un incremento de gradiente (*knickpoint*) de primer orden en el perfil longitudinal de este río (Barcos *et al.*, 2012). Estas características son indicativas de que el río Guadalhorce es un curso antecedente.

Evolución Geológica del MVA

De acuerdo con las características descritas, la historia geológica del MVA comienza hace unos 220 Ma (Triásico), con un medio continental dominado por sedimentación lacustre/fluvial en un clima árido (margas y yesos). A partir de ese momento, entre el Triásico Superior (200 Ma) y el Paleógeno (55 Ma), la sedimentación marina progresivamente más profunda (dolomías, calizas y margocalizas) indica la apertura de una cuenca oceánica. Los pliegues de las

margocalizas ilustran cómo esta secuencia pre-orogénica es afectada por el evento de deformación principal del Mioceno Inferior-Medio (20-14 Ma), y pasa a formar parte del CPC del orógeno bético. Al mismo tiempo se generan, en el Mioceno Superior (6 Ma), cuencas intramontañosas donde se producen depósitos marinos someros. La continentalización de estas cuencas y la instalación de una red fluvial que incluye al río Guadalhorce se produce gracias a un levantamiento tectónico general (Sanz de Galdeano y Alfaro, 2004). La posterior deformación transpresiva de la ZCT, efecto de las últimas fases, más atenuadas, de la actividad orogénica, genera un levantamiento tectónico del MVA respecto a las zonas circundantes. Esto hace que el río Guadalhorce adquiera la energía erosiva suficiente para generar los cañones que observamos actualmente.

Geología del "Caminito del Rey"

El "Caminito del Rey" recorre unos 7.7 km desde el aparcamiento situado junto al embalse del Conde de Guadalhorce hasta el poblado de El Chorro (Fig. 2), discurriendo por la margen derecha (oeste) del río Guadalhorce. Desde un punto de vista geomorfológico, el camino puede dividirse en cinco tramos principales con varios puntos de observación propuestos (Fig. 2).

El primer tramo discurre por la margen derecha del embalse de Gaitanejos hasta la entrada al primer desfiladero. Hasta la zona de taquillas predominan los afloramientos de depósitos marinos miocenos de El Chorro. En el afloramiento que hay junto a la entrada del túnel que da comienzo al recorrido (P1) se observan el tamaño y la naturaleza de los clastos que forman las calciruditas. Más adelante (P2), a la izquierda del camino (junto a éste y en la orilla opuesta del embalse), estas rocas muestran estratificaciones cruzadas, típicas de megadunas producidas en un medio marino de alta energía, y morfologías de tipo *taffoni*. Al final de este tramo, tras el control de entrada (P3), mirando hacia el Este podemos ver varias formaciones de la parte alta de la secuencia pre-orogénica, de Sur a Norte: calizas oolíticas del Jurásico Superior, seguidas de las formaciones Capas Blancas (Cretácico inferior) y Capas Rojas (Cretácico superior-Paleógeno). Las capas buzcan hacia el Norte y la secuencia estratigráfica está en disposición normal. Más hacia el Norte, apoyados sobre la formación Capas Rojas mediante una discordancia, vemos los depósitos de El Chorro, con estratificación subhorizontal.

El segundo tramo corresponde al desfiladero de Gaitanejos, desarrollado en calizas del Jurásico Superior, coincidiendo con el flanco norte de un antiforme aso-

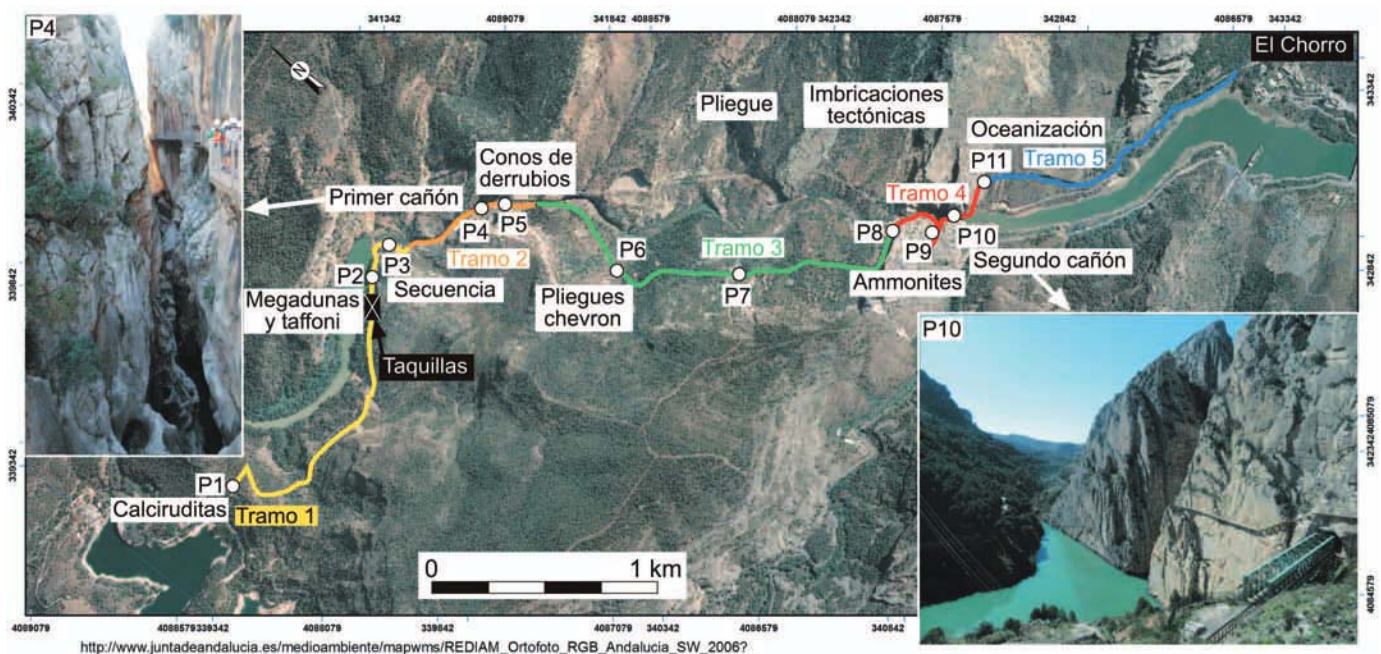


Fig. 2.- Recorrido del "Caminito del Rey", con los cinco tramos, las once paradas y fotos ilustrativas de las paradas P4 (cortesía de MA López) y P10. Ver figura en color en la web.

Fig. 1.- Route "Caminito del Rey" with the five sections, eleven stops and representative pictures of stops P4 (courtesy of MA López) and P10. See color figure in the web.

ciado a una de las imbricaciones tectónicas que definen la estructura del MVA. El recorrido discurre desde las calizas oolíticas del techo de la secuencia jurásica a las calizas nodulosas con ammonites (P4). La caída de bloques de diverso tamaño favorecida por la fuerte pendiente genera conos de derrubios (P5). En el lecho del río se observan formas típicas de erosión fluvial con régimen turbulento, como los pilancones. El final de este tramo coincide con el contacto (no visible) entre las calizas jurásicas y las formaciones cretácico-paleógenas.

El tercer tramo discurre por rocas más blandas (margas triásicas y margocalizas cretácico-paleógenas), lo que hace que sea un valle más abierto (valle del Hoyo), de pendientes más suaves y con cierta sedimentación fluvial. En la margen derecha, junto al camino, se observan pliegues *chevron* del Mioceno Inferior-Medio, vergentes al NO, afectando a la formación Capas Rojas (P6). Este tramo permite, mediante una panorámica hacia el este, visualizar algunas de las estructuras principales que definen el MVA. En la parte media del tramo se observa, al fondo, la cumbre de la sierra de Huma, coronada por un sinforme con afloramiento de calizas del Jurásico Superior (P7a). A media ladera, el cambio de vegetación corresponde al cabalgamiento que coloca la formación triásica sobre las rocas del Cretácico. Esta falla es la base de una de las imbricaciones tectónicas del MVA. Al final del tramo podremos ver, más de cerca, este mismo contacto (P8). En un plano más próximo, junto a la margen izquierda del río (P7b), vemos la relación entre las fallas inversas y los antiformes, en este caso en calizas, que definen otra de estas imbricaciones.

La transición entre los tramos tercero y cuarto corresponde al contacto estratigráfico conforme entre las formaciones triásicas y jurásicas (P8). El recorrido desde este punto a través del desfiladero de Los Gaitanes (cuarto tramo), hasta la salida al embalse de El Chorro (quinto tramo), atraviesa el flanco sur del antiforme de la sierra de Huma, con las capas buzando fuertemente hacia el Sur. Por tanto, permite ver la secuencia estratigráfica más completa del recorrido, desde el Triásico Superior al Mioceno Superior.

El cuarto tramo corresponde al desfiladero de Los Gaitanes, en el que se observa

la secuencia jurásica: dolomías masivas y calizas oolíticas del Jurásico Inferior-Medio, y calizas nodulosas con ammonites (P9) y calizas oolíticas del Jurásico Superior. Lo más llamativo de este tramo son las paredes verticales del cañón (P10). El final del tramo coincide con el techo de las calizas jurásicas, sobre el que discurre la pasarela.

El quinto y último tramo corresponde al valle del embalse de El Chorro. Sobre las calizas del Jurásico Superior se encuentra, primero, la formación Capas Blancas (Cretácico Inferior) con algunos niveles con sílex. A ésta le sigue la formación Capas Rojas (Cretácico Superior-Paleógeno). Sobre ambas formaciones, y mediante un contacto discordante, se sitúan, con estratificación subhorizontal, los depósitos del Mioceno Superior (P11). Por debajo de estos depósitos, ya en la parte final del recorrido, encontramos afloramientos de las formaciones metamórficas del Dominio de Alborán.

Conclusiones

En este trabajo se presentan los aspectos geológicos más relevantes que pueden observarse en el "Caminito del Rey", un recorrido de singular belleza que discurre junto al río Guadalhorce, y que constituye un atractivo turístico muy importante de la provincia de Málaga.

En varios puntos del recorrido se puede observar buena parte de la secuencia estratigráfica pre-orogénica del Subbético Interno (Triásico Superior-Paleógeno), con fósiles de ammonites en las calizas nodulosas del Jurásico Superior (P4, 9), y el paso a formaciones pelágicas cretácicas (niveles con sílex y margocalizas rosadas, P11). También se observan los depósitos tardi-orogénicos (Mioceno Superior) de El Chorro (P8-11), consistentes en calciruditas y calcarenitas con base discordante y estratificación cruzada (P2). Desde el punto de vista estructural, se pueden observar algunas de las imbricaciones tectónicas generadas mediante la transpresión del Mioceno Superior de la ZCT (P7, 8), así como pliegues y fallas inversas responsables de dichas imbricaciones (P3, 7, 8). También se reconocen pliegues *chevron* debidos al evento de deformación principal del Mioceno Inferior-Medio (P6). El aspecto más llamativo es la geomorfología y, en particular, los cañones

desarrollados sobre afloramientos de calizas en dos de las imbricaciones tectónicas (tramos 2 y 4), en los que destacan las paredes verticales (P4, 10), los conos de derrubios (P5) y los pilancones (P4). También se observan *taffoni* en los depósitos detríticos miocenos (P2).

Por tanto, el itinerario proporciona un excelente corte del cinturón de pliegues y cabalgamientos bético donde leer las claves de su evolución geológica, así como de los procesos recientes que han generado un relieve marcado por la presencia de los cañones de Gaitanejos y Los Gaitanes.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte del Trabajo de Fin de Grado de A. Ramírez Prior. Agradecemos a la UTE Caminito del Rey las facilidades que nos han dado para acceder al recorrido. Trabajo financiado por el proyecto CGL2013-46368-P y por la Facultad de CC. Experimentales de la U. Pablo de Olavide. Los comentarios de J.M. Azañón y de P. Alfaro ha mejorado notablemente el resultado final.

Referencias

- Barcos, L., Díaz-Azpiroz, M., Balanyá, J.C. y Expósito, I. (2011). *Geogaceta* 50, 31-34.
- Barcos, L., Expósito, I., Balanyá, J.C. y Díaz-Azpiroz, M. (2012). *Geo-Temas* 13, 507-601.
- Barcos, L., Balanyá, J.C., Díaz-Azpiroz, M., Expósito, I. y Jiménez-Bonilla, A. (2015). *Tectonophysics* 663, 62-77.
- Cantalejo Duarte, P. (2016). *Guía para visitantes del Desfiladero de Los Gaitanes. Caminito del Rey*. Ardales Tur, 127 p.
- Carcavilla, L., Belmonte, A., Durán, J.J. e Hilarrio, A. (2011). *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra* 19, 81-94.
- Expósito, I., Balanyá, J.C., Crespo-Blanc, A., Díaz-Azpiroz, M. y Luján, M. (2012). *Tectonophysics* 576-577, 86-98.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*. Pearson, Madrid, 898p.
- Martín, J.M., Braga, J.C. y Betzler, C. (2001). *Terra Nova* 13, 418-424.
- Martín-Algarra, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las zonas internas y externas de la Cordillera Bética*. Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.
- Sanz de Galdeano, C. y Alfaro, P. (2004). *Geomorphology* 63, 175-190.